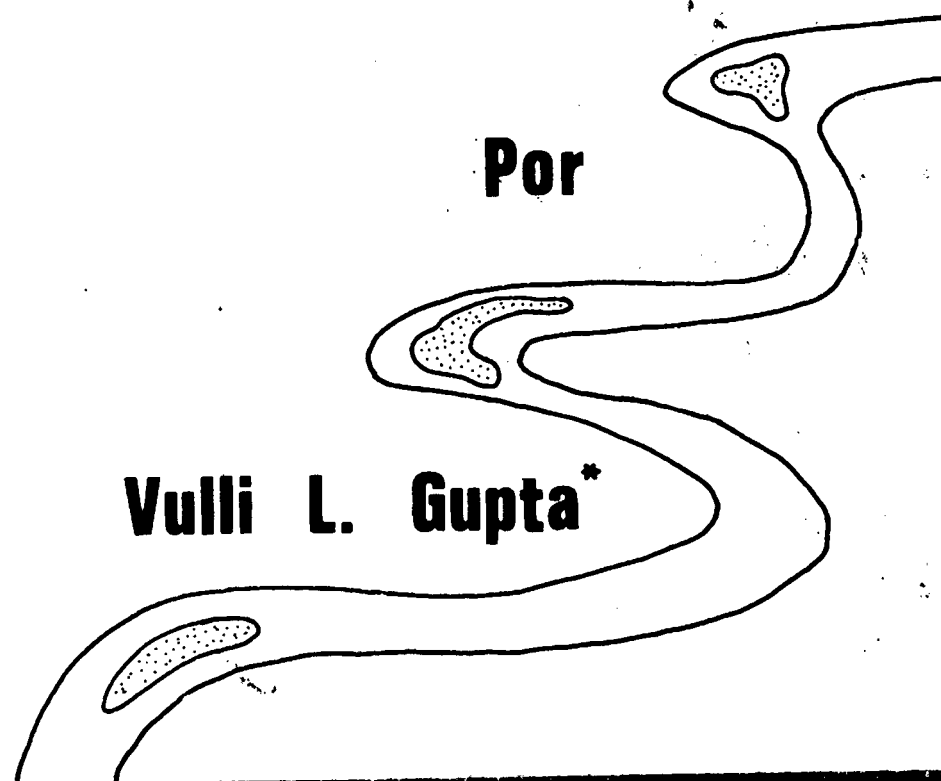


EL COMPONENTE DE INFILTRACION DEL PROCESO DE PRECIPITACION-ESCORRENTIA



Vulli L. Gupta*

CIDIAT

* Profesor visitante, CIDIAT, Mérida, Venezuela, 1975-76 (año Sabatico, University of Nevada System, Reno, Nevada)

A. SALCEDO

El Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Tierras (CIDIAT) fue establecido en el año 1964 mediante un acuerdo entre el Gobierno de Venezuela, la Universidad de Los Andes y la Organización de Estados Americanos (OEA).

Después de 10 años de operación y cumplido el proceso de transferencia, el CIDIAT pasó a ser un Centro Venezolano dirigido y administrado conjuntamente por el Gobierno de Venezuela y la Universidad de Los Andes.

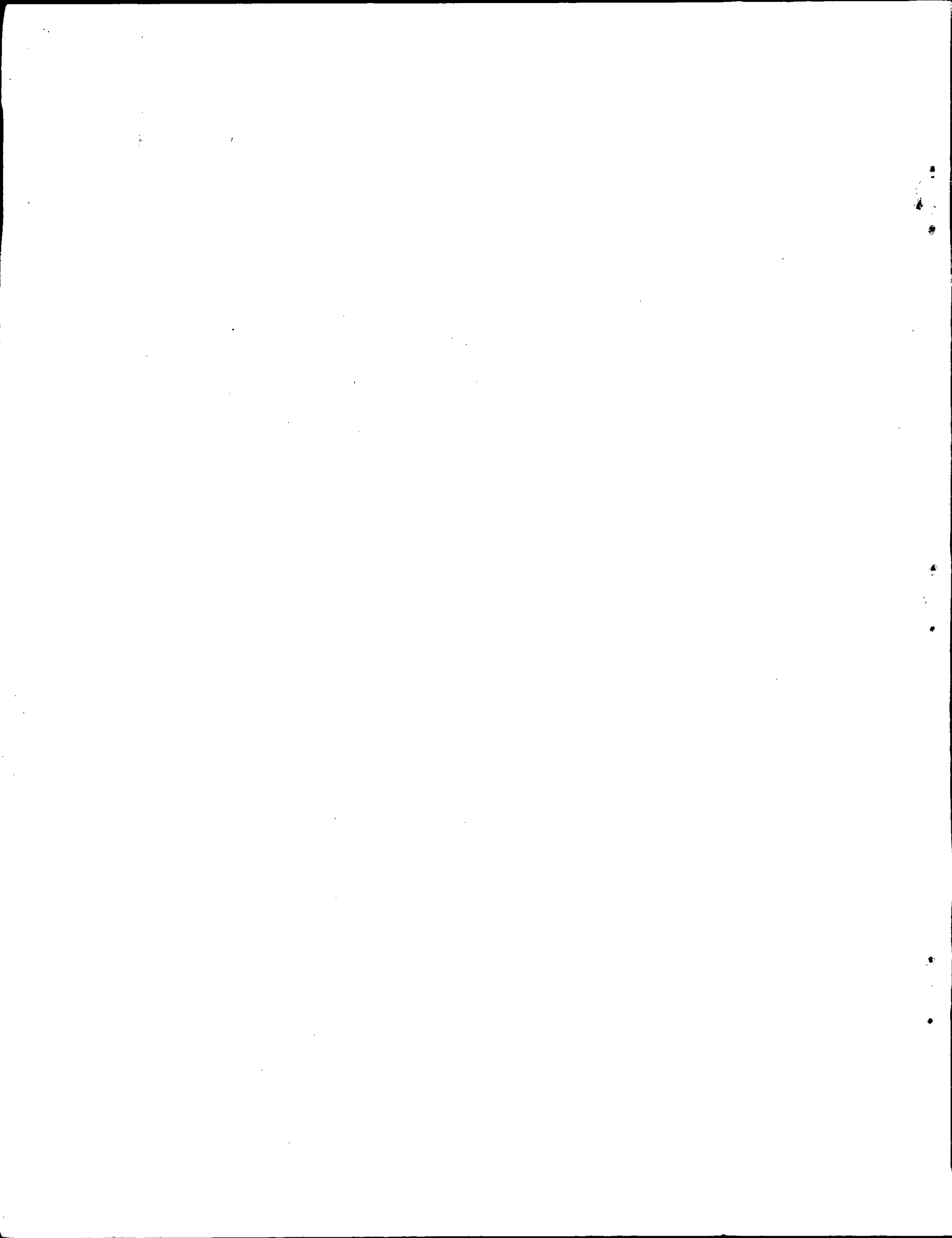
Además, para sustentar las actividades del CIDIAT en países miembros de la OEA, se firmó un nuevo acuerdo que rige el denominado "Programa Interamericano" el cual se realiza conjuntamente por el CIDIAT como Institución Venezolana y la Secretaría General de la OEA.

EL COMPONENTE DE INFILTRACION
DEL PROCESO DE PRECIPITACION-
ESCORRENTIA

Vulli L. Gupta

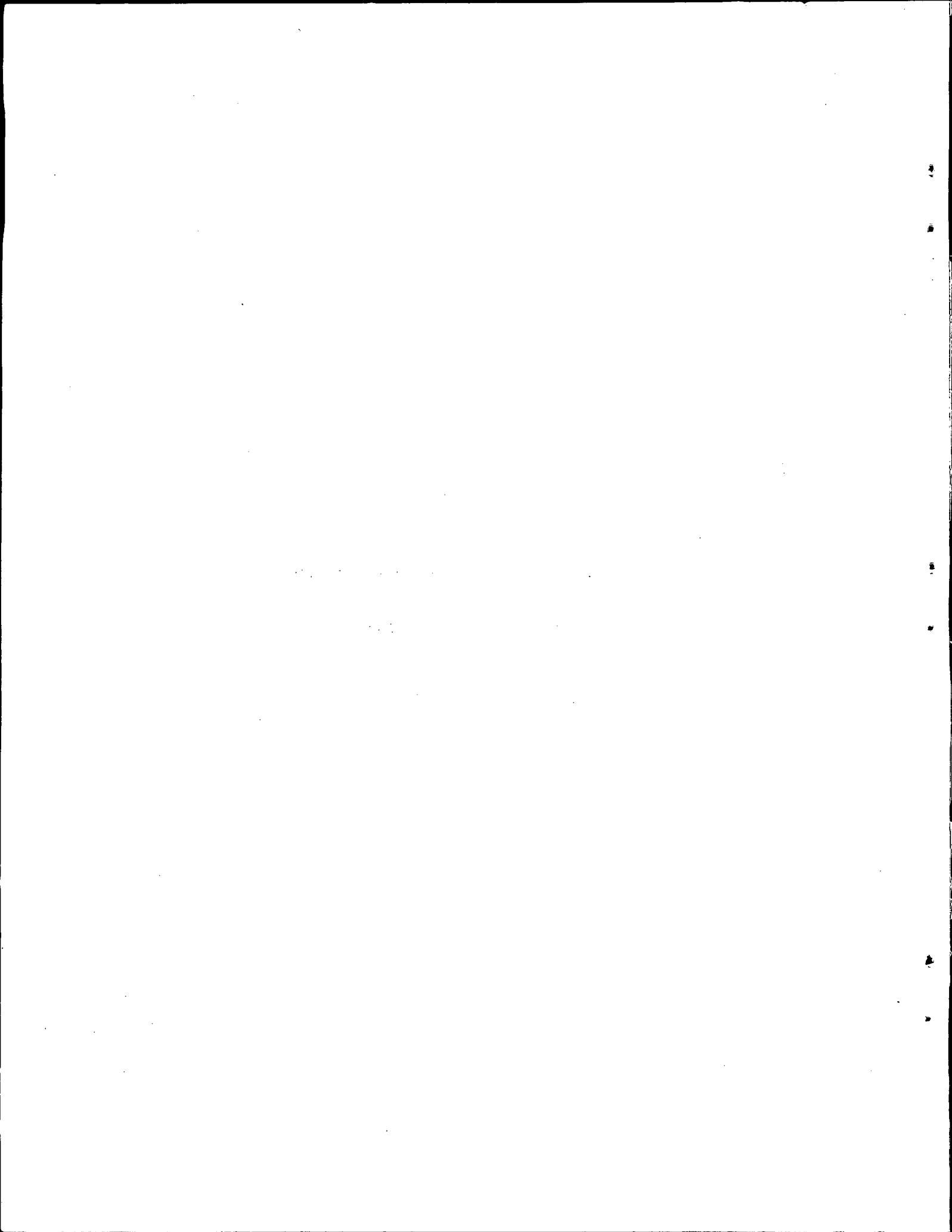
Serie: Hidrología.
Texto
N° H - 7

ABRIL, 1978
MERIDA-VENEZUELA



Traducido por : Sra. Hilda de Grassi.

Asistencia y Guía : Dr. Rafael Rojas.



C O N T E N I D O

	Página
LISTA DE TABLAS	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE SIMBOLOS	x

PARTE I

1. INTRODUCCION	3
1.1 Generalidades	3
1.2 Terminología usada	4
1.3 Factores que afectan la Infiltración	5
1.4 Mecánica de la Infiltración	6
1.5 Desarrollo Histórico	13
1.6 Alcance del Estudio	14
2. INDICE DE INFILTRACION	15
2.1 Indice f_{av}	15
2.2 Indice ϕ	17
2.3 Indice W	18
2.4 Discusión	18
3. ECUACION DE INFILTRACION	22
3.1 Generalidades	22
3.2 Ecuación de Kostiaikov - Lewis	22
3.3 Ecuación de Horton	26
3.4 Ecuación de Green - Ampt	31
3.5 Ecuación de Philip	33
3.6 Ecuación de Holtan	37
3.7 Ecuación de Betson	41
3.8 Discusión	42

	Página
4. CURVA DE LA TASA DE INFILTRACION	44
4.1 Método f_{av}	44
4.1.1 Método Diez Puntos f_{av}	44
4.1.2 Método f_{av} usando el Diagrama C_b	50
4.2 Método de Bloques	58
4.3 Método del Tiempo de Condensación	61
4.4 Método de Relación de Detención-Caudal	65

PARTE II

5. ALCANCE ANALITICO A LA INFILTRACION	73
5.1 Generalidades	73
5.2 Método Propuesto	74
5.2.1 Ecuación de Almacenaje	74
5.2.2 Determinación de Coeficientes	74
5.2.3 Determinación de la Tasa de Infiltración	76
5.3 Verificación del Método	77
6. PREDICCIÓN DEL INDICE ϕ	88
6.1 Generalidades	88
6.2 Factores que afectan el Índice ϕ	88
6.3 Análisis Dimensional	91
6.4 Discusión	93
REFERENCIAS	103

LISTA DE TABLAS

Tabla N°		Página
1	Factores que influyen en la capacidad de Infiltración a un punto y tiempo dado	8
2	Factores que influyen la capacidad de infiltración sobre un área y tiempo considerable	10
3	Posición del "LOCUS" en el tiempo	44
4	(a) Curva de Infiltración por encima de "LOCUS"	48
	(b) Curva de Infiltración por debajo de "LOCUS"	49
5	Detalles de tormentas usados en la de terminación de la tasa de infiltración	79
6.	Detalles de cuencas usadas en la de terminación del índice de infiltración	92

LISTA DE FIGURAS

Figura Nº		Página
1	Curva de tasa de Infiltración	7
2	Movimiento del Agua a través de un perfil natural del suelo	8
3	Indice f_{av}	16
4	Indice ϕ	16
5	Variación de Indice ϕ	20
6	Suelo Ida Loess, Gráfico de F_m vs. t	20
7	Curvas de Capacidad de Infiltración	25
8	Curva de Infiltración de campo comparada con las curvas de mejor ajuste determinadas por las ecuaciones de Horton y Philip	27
9	Cuenca Macoupin Creek, Curvas f_p	30
10	Curvas de Capacidad de Infiltración	36
11	Representación gráfica de la función de Capacidad de Infiltración	40
12	Curva f_p tomada de f_{av} - Método punto diez	46
13	Diagrama "LOCUS"	46
14	Curvas f_p para derivar el diagrama C_b	51
15	Diagrama C_b	53
16	Promedio de la Curva f_p	57
17	(a) Infiltración por el Método Clock	59
	(b) Cuenca W-1, Edwardsville, Illinois, Tormenta del-17 de Julio de 1938; Infiltración por el Método Block	60

Figura N°		Página
18	Estimación de Infiltración por el Método de Condensación - Tiempo	64
19	(a) Lluvia y Escorrentía sobre una parcela regada de 6.6' x 33,0'	69
	(b) Gráfico de D_a vs. q	70
	(c) Gráfico de $(P_m - Q_m)$, D_a , V_d y F_m vs. t y f vs. t	70
20	(a) Lluvia y escorrentía sobre un área natural y pequeña	69
	(b) Gráfico de D_a vs. q	71
	(c) Gráfico de $(P_m - Q_m)$, D_a , I_s , y F_m vs. t y f vs. t	71
21	Cuenca de Wills Creek; Tormenta del 16-18 de Marzo de 1936	72
22	Cuenca Wills Creek; Gráfico q_p vs. a_0 , a_1 , a_2	80
23	Cuenca Wills Creek; Gráfico q_p vs. b_0 , b_1	81
24	Cuenca Ashbrook; Tormenta del 26 de marzo de 1941	82
25	Cuenca del Río Potomac; Tormenta del 26-28 de Octubre de 1937	82
26	Cuenca Farm Creek; Tormenta del 3-4 de Agosto de 1943	83
27	Cuenca 97, Coshocton, Ohio; Tormenta del 28 de Junio de 1957	83
28	Cuenca Wills Creek; Tormenta del 16-18 de Marzo de 1936	84

Figura N°		Página
29	Cuenca Wills Creek; Tormenta del 24-26 de Abril de 1937	85
30	Cuenca Wills Creek; Tormenta del 27-28 de Octubre de 1937	86
31	Cuenca Wills Creek; Tormenta del 4-5 de Abril de 1941	87
32	Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de Q_i/r_a vs. ϕ/r_a	94
33	Cuenca Chestuee Creek, Gráfico de I_{ap}/r_a vs. ϕ/r_a	95
34	Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de T_g/T vs. ϕ/r_a	96
35	Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de r_p/r_a vs. ϕ/r_a	97
36	Cuenca Río Beach; Gráfico de θ/r_a vs. ϕ/r_a	98
37	Cuenca North Creek, Gráfico de θ vs. ϕ/r_a	99
38	Cuenca Río Deep - W_1 ; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a	99
39	Cuenca Vero Beach - W_1 ; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a	100
40	Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a	101
41	Cuenca Mississippi - 34; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a	102

LISTA DE SIMBOLOS

θ	Contenido de humedad
$\bar{\theta}$	Contenido promedio de humedad; ver sección 3.4
θ	Contenido inicial de humedad
θ_{sat}	Contenido de humedad cuando el suelo está saturado
θ	Un parámetro; ver Sec. 6.4
ψ	Potencial capilar
ϕ	Indice
$\phi, (\theta), \phi_2(\theta) \dots$	Coefficientes
μ	Viscosidad
Δt	Intervalo
a	Una constante
a_n^i s y b_m^i s	Coefficientes; ver Sec. 5.2.1
B, b	Constantes
c, C_1, C_2	Constantes
C_b	Una constante; Ver Sec. 4.1.2
D	Difusividad
D_a	Almacenaje de Detención
E_m	Intercepción Total y Evaporación
F_i	Pérdida inicial; ver Sec. 2.1
F_m	Infiltración Total
F_p	Volumen sobrante del almacenaje de potencial por encima del horizonte limitado
f	Tasa de Infiltración
f_o	Capacidad de Infiltración Inicial
f_{av}	Indice f_{av}
f_c	Capacidad de Infiltración mínima

f_p	Capacidad de Infiltración
$f(sm)$	Equivalencia de tiempo de la función para relacionar el índice de humedad del suelo
H	Profundidad del agua sobre la superficie del suelo
I	Intensidad de lluvia
I_{ap}	Índice de precipitación antecedente
I_s	Almacenaje de Intercepción
K	Un parámetro
K_n	Conductividad saturada
K_u	Conductividad hidráulica no saturada
k	Una constante
L_m	Pérdidas totales
n	Un parámetro
P	Potencial capilar en el frente húmedo
P_m	Lluvia total
$P_n = 1, 2 \dots n$	Lluvia registrada en el enésimo día que precede a la tormenta; ver sección 6.2
P_{nc}	Total de lluvia condensada
p', p'', p'_c, p''_c	Puntos sobre las curvas P_m, q_m, P_{mc}, Q_{mc} , respectivamente
$p'_1, p''_1, p'_1, p''_{1c}$	Punto sobre las curvas $P_m(P_m-R), P_{mc}$ y $(P_m-R)_c$ respectivamente
Q_i	Flujo inicial
Q_m	Escurrentía total
Q_{mc}	Total de escurrentía condensada
q	Tasa de escurrentía
q_p	Tasa pico de escurrentía

R	Retenciones
R_v	Volumen de lluvia
r_p	Intensidad máxima de lluvia
S_a	Almacenaje real
S_0	Espacio poroso disponible a $t = 0$
S_e	Almacenaje superficial efectivo, ver sección 2.1
S_i	Indice de humedad del suelo
S_p	Sorptivity de Phillip
T	Duración de la lluvia
T_c	Duración de la lluvia; ver sección 2.1
T_g	Tiempo al centro del área de precipitación
t	Tiempo de infiltración
t_1	Tiempo hasta el "locus"
t_2	Tiempo desde el "locus"
t_c	Tiempo cuando f_p alcanza f_c
t_e	Tiempo cuando V_d alcanza una constante
t_m	Tiempo cuando V_d llega al máximo
t_v	Tiempo cuando comienza V_d
t_z	Tiempo cuando V_d llega a cero
V_d	Almacenaje de depresión
x	Profundidad de la superficie del suelo al frente húmedo
Y, Z	Constantes
Y_1 e Y_2	Volúmenes de infiltración
y	Altura del agua absorbida
W	Indice W
Z	Diferencia entre niveles sucesivos y superficie del Suelo.

P A R T E I

INTRODUCCION

1.1 Generalidades.

La precipitación caída como nieve o lluvia en una cuenca de drenaje se distribuye en una de las siguientes formas:

- i) Intercepción
- ii) Evaporación
- iii) Transpiración
- iv) Infiltración
- v) Precipitación directa sobre los cursos de agua
- vi) Escurrimiento superficial proveniente de la tierra.

Los puntos 1 a 4, constituyen las pérdidas (al escurrimiento superficial), 5 y 6 constituyen lo que se llama exceso de precipitación. Aquella parte de la precipitación que no está disponible para escurrimiento son referidas como pérdidas de precipitación o sustracciones y la que está disponible para escurrimiento superficial es llamada exceso de precipitación. El agua retenida en las depresiones de la superficie, eventualmente serán pérdidas de infiltración y evaporación. La pérdida por transpiración es evaporativa por naturaleza y la cantidad es extraída del agua que se ha infiltrado en el suelo. Entre las sustracciones durante la precipitación, el componente más importante es la infiltración. El análisis de infiltración es una parte importante en el estudio de precipitación y esorrentía. Para estudios de esco - rrentía e hidrología de agua subterránea, se necesitan conocimientos de la cantidad y distribución en el tiempo del agua infiltrada.

En una tormenta de lluvia, la infiltración comienza normalmente a una tasa alta y disminuye a un mínimo a medida que la lluvia continúa. La infiltración es el proceso que provee agua para casi todas las plantas terrestres y para la mayor parte de la vida animal; proporciona el agua subterránea a pozos y la mayoría de los caudales en períodos de buen tiempo; reduce las

inundaciones y la erosión del suelo, en consecuencia es un proceso de vital importancia. Desde el punto de vista de la escorrentía debida a tormentas grandes, la infiltración es extremadamente importante ya que constituye la pérdida mayor e influye significativamente en la magnitud de las crecidas.

1.2 Terminología Usada.

Los términos usados en la literatura hidrológica no están todavía completamente uniformados. El mismo término es usado algunas veces por diferentes autores con connotación muy diferente. Al efecto, se dan más abajo las definiciones de algunos términos usados en este estudio. Otros términos usados serán definidos y explicados en su primer acaecer.

Infiltración : Infiltración es el flujo o movimiento de agua a través de la superficie del suelo en el mismo.

Percolación : Percolación es un término que se aplica a movimiento descendente del agua a través del suelo y especialmente el flujo descendente en suelo saturado o casi saturado.

Permeabilidad : Permeabilidad es definido cualitativamente como la calidad o estado de un medio poroso relacionado a la aptitud con la cual dicho medio conduce o transmite los fluidos.

Tasa de Infiltración (f) : Tasa de Infiltración es la tasa actual de infiltración durante una tormenta en particular. Cuantitativamente se define como el volumen de agua que pasa en el suelo por unidad y por unidad de tiempo. Esta tiene la dimensión de la velocidad. Es el número de pies cúbicos (centímetros cúbicos) atravesando un pie cuadrado (cm^2) de superficie en un segundo. La unidad usual es en pulgadas/hora (cm/hora).

Capacidad de Infiltración

(f_p) : La Capacidad de Infiltración es la tasa en la cual la infiltración podría tener lugar en cualquier momento, si el sumi

nistro fuera igual o excediera esta capacidad. Es también definida como la tasa máxima a la cual el suelo, en una condición dada puede absorber la lluvia caída.

Capacidad Inicial de Infiltración (f_0) :

Es la Capacidad de Infiltración al comienzo de una tormenta.

Capacidad mínima de Infiltración (f_c) :

La capacidad de infiltración (f_p) alcanza una rata constante baja conocida como capacidad de infiltración mínima (f_c). Esto ocurre cuando el perfil del suelo se satura. Las cantidades f_p , f_0 , y f_c se ilustran gráficamente en la Fig. 1.

1.3 Factores que Afectan la Infiltración.

Los factores que influyen en la infiltración en una cuenca pueden ser clasificados así:

- i) Características del suelo y topográficas
- ii) Características de la precipitación.

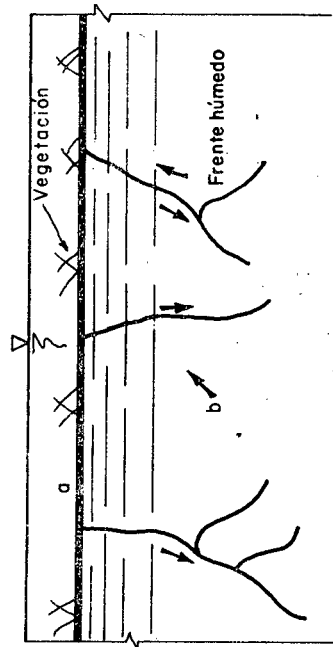
Las características del suelo y topográficas que afectan la infiltración se dan en la Tabla 1 y 2 ⁽⁵⁴⁾. Los números entre paréntesis indican las referencias en las cuales se ha reportado un estudio detallado del factor. Además de los factores enumerados en las Tablas 1 y 2, deben considerarse las características de precipitación tales como tipo, patrón, duración, distribución de precipitación en la cuenca así como también las condiciones antecedentes de precipitación y humedad del suelo. Un estudio de la naturaleza y extensión de la influencia de estos factores ha sido reportado por Muntz, Faure, y Laine (1905)⁽⁶⁸⁾, Bouyoucos (1915)⁽⁹⁾, Mathews (1916)⁽⁶⁰⁾, Scofield (1924)⁽⁸⁴⁾, Bennett (1926)⁽³⁾, Powers (1927)^(79,80), Lewis y Neal (1928)⁽⁵³⁾, Lowdermilk (1930)⁽⁵⁸⁾, Slater y Byers (1931)⁽⁹³⁾, Horton (1933)^(35,36,39), Auten (1933)⁽¹⁾, Taylor (1934)⁽⁹⁸⁾, Taylor (1935)⁽⁹⁹⁾, Lutz

(1935)⁽⁵⁹⁾, Pearse y Wooley (1936)⁽⁷⁶⁾, Zimmerman (1936)⁽¹⁰⁷⁾, Baver (1937)⁽²⁾, Musgrave y Norton (1937)⁽⁷²⁾, Smith Brown y Russel (1937)⁽⁹⁴⁾, Lewis (1937)⁽⁵²⁾, Lewis y Powers (1938)⁽⁵⁴⁾, Neal (1938)⁽⁷³⁾, Duley (1939)⁽²⁰⁾, Duley y Kelley (1939)⁽²³⁾, Beutner, Ga be y Horton (1940)⁽⁵⁾, Horner y Lloyd (1940)⁽³⁴⁾, Moore (1941)⁽⁶⁶⁾, Mc Calla (1942)⁽⁶¹⁾, Christiansen (1944)⁽¹⁵⁾, Duley y Domingo (1944)^(21,22), Reitemeier y Christiansen (1946)⁽⁸¹⁾, Fletcher (1949)⁽²⁴⁾, Tisdall (1950)^(100,101), Burg y Scott (1952)⁽¹¹⁾, Richards (1952)⁽⁸²⁾, Scott (1956)⁽⁸⁵⁾, Johnson (1957)⁽⁴¹⁾, Parrand Bertrand (1961)⁽⁷⁵⁾, y muchos otros (13, 25, 70, 96, 105).

1.4 Mecánica de la Infiltración.

Considere un bloque de suelo sólido completamente seco aislado por un cilindro largo ajustado apropiadamente a la tierra. Supongamos que la napa freática esté a una cierta profundidad por debajo de la superficie. La región por encima de la napa freática puede ser dividida en tres zonas a saber: la zona del suelo, la zona intermedia y la zona capilar. La zona capilar se extiende por encima de la napa freática hasta alguna distancia dependiendo de la textura del suelo. En esta zona, la humedad del suelo se mantiene constante por las fuerzas capilares. La zona del suelo se extiende hacia abajo de la superficie en la cual la humedad del suelo varía tremendamente. La zona entre la zona del suelo y la zona capilar es conocida como zona intermedia.

Suponga que el agua es aplicada en el cilindro justo encima del suelo seco. El líquido entra a través de los poros del suelo y es arrastrado por gravedad y capilaridad lo cual forma el frente de agua que avanza en el suelo. En este proceso, el aire es entrampado por el menisco capilar y se mantiene encerrado en forma de burbujas y muchos canales del suelo por lo tanto quedan bloqueados. La transmisión del agua a través del suelo es en consecuencia disminuida y por lo tanto la infiltración es retardada. A medida que los meniscos avanzan, la longitud del poro aumenta y por lo tanto la resistencia hidráulica también aumenta. La tasa de infiltración disminuye.



- Zona saturada en la superficie y extendida a través de grietas y canales.
- Humedad capilar en frente húmedo teniendo tensión APP equivalente a la capacidad de campo.

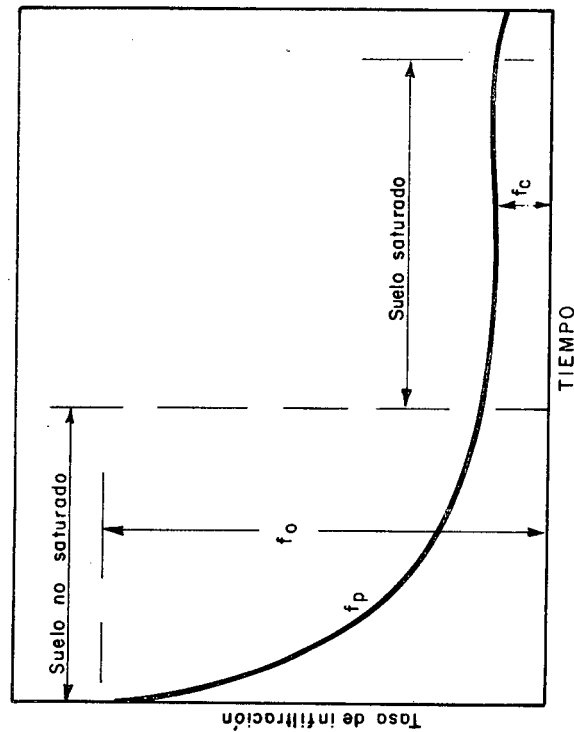


Figura 1. Curva de tasa de infiltración

Figura 2. Movimiento del agua a través de un perfil de suelo natural.

TABLA 1

FACTORES QUE INFLUYEN LA CAPACIDAD DE INFILTRACION A UN PUNTO Y TIEMPO DADO.

Porosidad (principalmente no capilar ^(71, 53))	Estructura	Contenido de coloide	materia orgánica
Textura	Estructura	Carácter de coloide	materia orgánica bases cambiables ^(59, 84) tratamientos químicos ⁽⁷⁹⁾ reacción hierro sílice relación de alúmina ⁽³⁾ referencia de agua ⁽⁹⁵⁾ humedad y sequedad de acción de helada
Lavado del suelo, etc.	Estructura	Hinchazón de coloides	contenido de humedad inicial ⁽⁵²⁾ contenido de humedad duración de la humedad ^(35, 53)
Agujeros variables ^(93, 99)	Estructura	Materia orgánica ^(1, 67, 80, 94) Labranza ^(71, 98) Lluvia Actividades animales ⁽⁹⁹⁾ Porcentaje de dispersión ⁽⁹⁵⁾	caracteres de las plantas ⁽⁷⁶⁾ cantidad de plantas residuo de plantas ⁽⁵⁸⁾
Agujeros para raíces ⁽³⁶⁾ Consolidación grietas ^(36, 60) Labranza ⁽³⁶⁾ Lavado de limo, etc. ⁽³⁶⁾	Estructura	Lavado del suelo, etc.	uso de agua limosa contenido de humedad

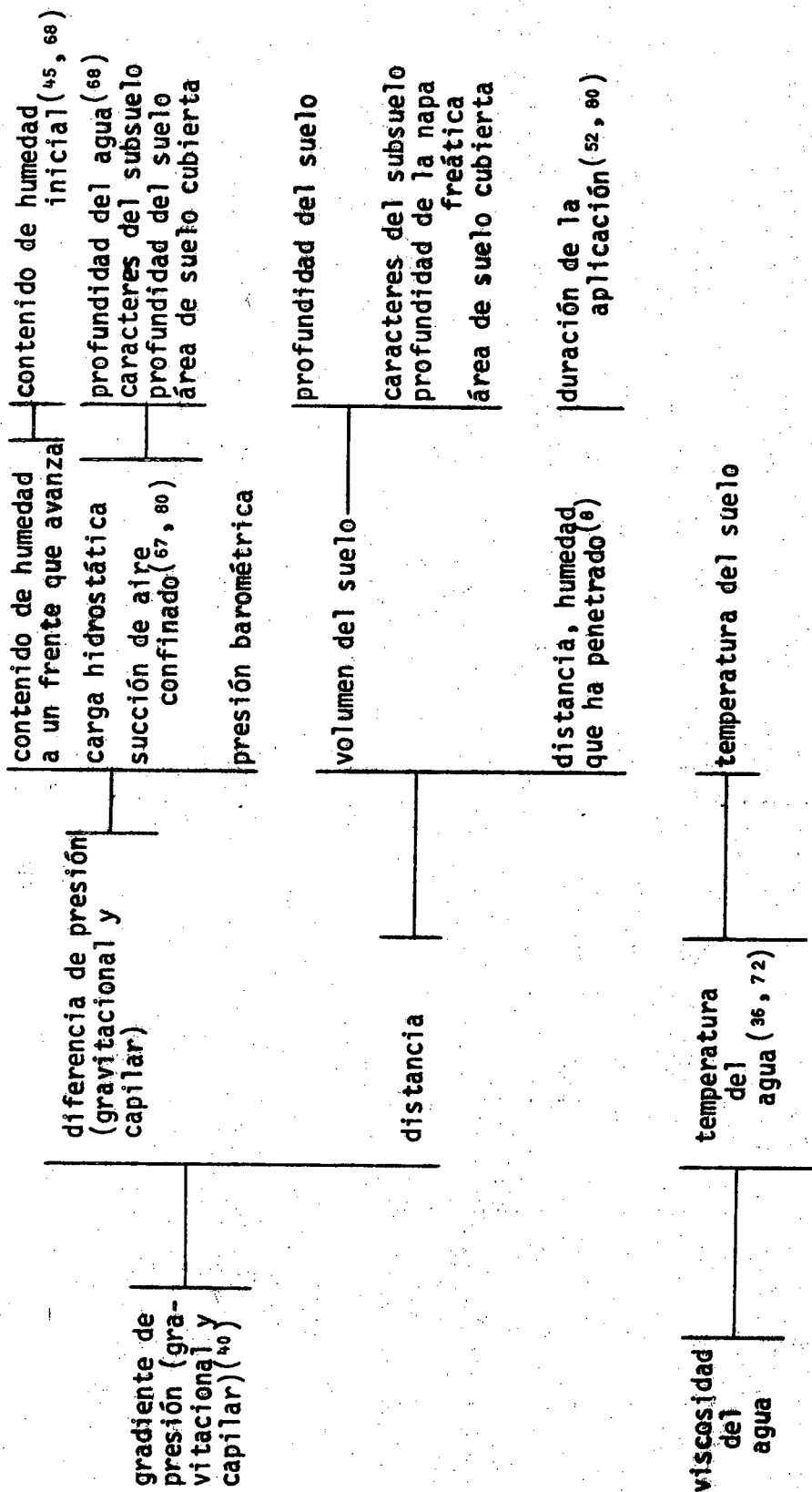
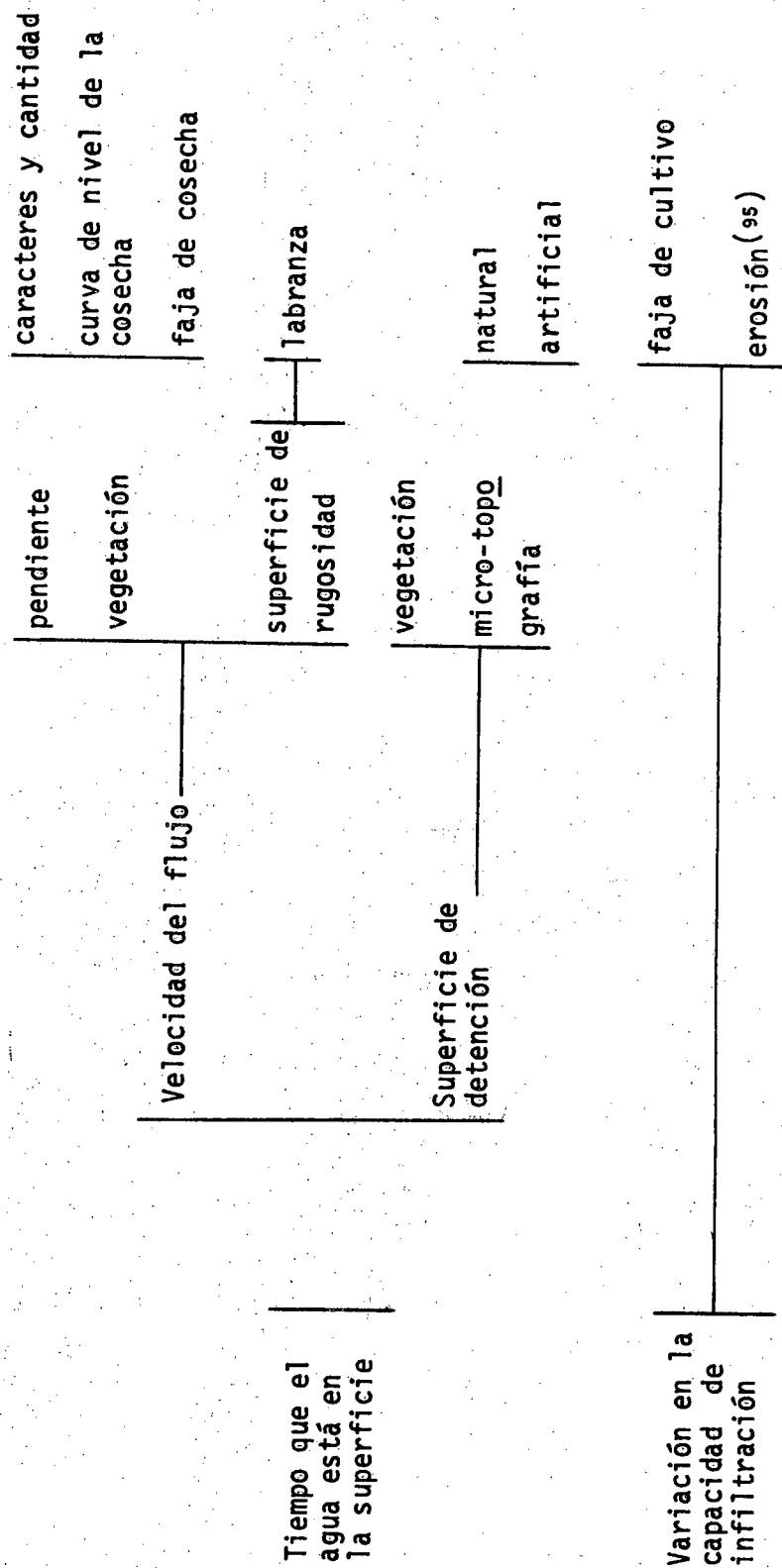


TABLA 2

FACTORES QUE INFLUYEN EL PROMEDIO DE CAPACIDAD DE INFILTRACION
SOBRE UN TIEMPO Y AREA CONSIDERABLE



Eventualmente los meniscos capilar alcanzan la napa freática. Entonces sólo la gravedad es responsable de la conducción del agua a través del bloque del suelo que se está considerando. Ahora está saturado con excepción del aire atrapado el cual sin embargo, va muy despacio a la solución. Existe un flujo saturado a través del suelo. Toda la expansión ha tenido lugar y todos los conductos de los canales están estrechados, con un consecuente aumento de la resistencia hidráulica. El líquido fluye a través del suelo a una tasa uniforme f_c , la cual es la tasa mínima de infiltración y es independiente del tiempo siempre y cuando la relación de carga externa no cambie. El contenido de humedad es estrechamente correspondiente al de saturación. Entonces es aparente que la tasa de infiltración es una función del contenido de humedad del suelo. La tasa es mayor cuando el contenido de humedad es menor, ésto es, cuanto mayor es el contenido de humedad menor es la tasa de infiltración. Esta es menor cuando el suelo está saturado. De lo anterior parece necesario distinguir entre infiltración en suelos saturados e infiltración en suelos no saturados. El fenómeno de infiltración se convierte en más complejo cuando el suelo considerado está estratificado.

La infiltración del agua en un suelo de estructura natural es todavía complejo debido a heterogeneidad del suelo y presencia de fisuras. El movimiento del agua a través del perfil del suelo se indica en la Fig. 2.

La importancia de estos conceptos, para la estimación de escorrentía se ve fácilmente. Para una lluvia de intensidad constante y condiciones de superficie dada, la escorrentía considerada como precipitación menos infiltración, será mínima cuando el contenido de humedad del suelo sea bajo y máxima cuando el suelo esté saturado.

Poco después de una lluvia sobre la cuenca, cuando toda el agua de gravitación en el suelo ha drenado a la napa freática una cierta cantidad es retenida en la superficie de los granos del suelo por atracción molecular. Esta es llamada agua pelicular. La cantidad máxima de esta agua que cualquier suelo puede retener indefinidamente contra la atracción de gravedad, se llama su capacidad de campo. Esta parte del agua pelicular que es fácilmente

separada por la acción de la raíz de la vegetación, se llama humedad disponible, lo restante es agua no disponible. La cantidad de agua requerida para traer el contenido de humedad en el suelo hasta la capacidad de campo es conocida como deficiencia de humedad de campo.

Durante una lluvia cualquiera, la deficiencia de humedad existente en el suelo debe ser satisfecha antes de que haya cualquier acrecentamiento de agua subterránea. Si la tasa de precipitación al comienzo es mayor que la capacidad de infiltración, la infiltración ocurre a la tasa de capacidad por ejemplo $f = f_p = f_o$ a $t = 0$. A medida que los poros capilares en la superficie son llenados (algunas veces aún antes de que el suelo se sature), la capacidad de infiltración se reduce y podría alcanzar una tasa uniforme, por ejemplo $f = f_p = f_c$. Gran parte de la lluvia que ocurre después que f alcanza f_c aparecerá como escorrentía.

Muchos experimentos con rociadores en parcelas pequeñas muestran una curva típica de la capacidad de infiltración. Esta comienza con una tasa relativamente alta de infiltración. La capacidad de infiltración disminuye rápidamente a medida que el suelo está más húmedo hasta después de unas pocas horas de lluvia y finalmente alcanza una capacidad de infiltración constante o mínima. A partir de ese punto la lluvia no reduce la capacidad de infiltración.

De un estudio de distintos factores que influyen en la infiltración puede ilustrarse que son imposibles las investigaciones basadas en una estructura natural del suelo. Una aplicación inteligente del concepto de infiltración es necesaria para realizar razonablemente una predicción de escorrentía. Aún en la actualidad las sustracciones de precipitación por infiltración son obtenidas principalmente por métodos indirectos. Mediciones de fenómenos hidrológicos como es la precipitación y escorrentía han sido hechas durante un largo período; pero los esfuerzos o mediciones de infiltración son de origen reciente y en lo que a estudios científicos de la mecánica de infiltración se refiere, la infiltración es relativamente un concepto nuevo.

1.5 Desarrollo Histórico.

George P. Marsh⁽¹³⁾, viajero del mundo y cuidadoso observador de fenómenos naturales, se dice que fue el primero que usó el término infiltración en su libro "Man and Nature", publicado en 1864. Buckingham⁽¹⁰⁾ en sus estudios sobre movimiento de humedad del suelo (1907) en relación con trabajos agrícolas fue el primero en proponer la descripción del fenómeno de humedad del suelo sobre bases de una relación de energía. En 1921, Iván Hoyk⁽¹³⁾, realizó estudios para el desarrollo de la Miami Conservancy District en Ohio e informó los resultados de medición de "Absorción del Suelo" para distintas condiciones en las proximidades del Río Miami. En la mitad de los años 1930, la American Geophysical Union estableció un comité de investigación sobre infiltración. Desde entonces se han hecho trabajos experimentales y teóricos en este campo.

Los esfuerzos concentrados sobre estudios de infiltración comenzaron con el trabajo de Horton a principios de los años 1930. Sobre las bases del trabajo de Horton⁽³⁵⁾ "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle" (1931) y el trabajo de Sherman⁽⁸⁸⁾ "Stream flow from Rainfall by the Unit-Graph Method" (1932), los hidrólogos comenzaron a pensar en términos de un proceso de dos fases, es decir infiltración y escorrentía.

Los estudios sobre infiltración han sido hechos por hombres de diversos campos como Hidrología, Ciencia del Suelo, Agricultura, etc. Hay disponibilidad de grandes cantidades de literatura basada en trabajos experimentales y teóricos. La información está diseminada en forma de trabajos, discusiones e informes. Para un investigador de este campo no hay disponibilidad de una literatura revisada y un estudio crítico. De acuerdo con Musgrave⁽⁶⁹⁾, una bibliografía de infiltración preparada por Davidson (1940)⁽¹⁹⁾ del Servicio de Conservación del Suelo, incluyendo alrededor de 200 referencias con resúmenes ha sido revisado por un comité sobre infiltración constituido por la American Geophysical Union. Parr y Bertrand⁽⁷⁵⁾ también publicaron una reseña sobre infiltración, la cual contiene alrededor de 200 referencias (1960). De acuerdo con Parr y Bertrand, el trabajo de Davidson de ninguna manera es

una revisión completa de la literatura sobre infiltración. Esta revisión de Parr y Bertrand intentó ser útil a dos propósitos:

- (1) Considerar los factores dominantes que determinan la tasa de infiltración del agua en los suelos.
- (2) Evaluar críticamente los muchos métodos diferentes que han sido usados en la descripción de la capacidad de infiltración relativa de suelos.

La reseña hecha por Parr y Bertrand trata principalmente de los diferentes métodos para el estudio de infiltración de un suelo; no se intentó un estudio amplio de la bibliografía y revisión de distintos alcances para predicción de la infiltración en una cuenca. También, el estudio está limitado al período anterior a 1960.

1.6 Alcance del Estudio.

El estudio está presentado en dos partes: Parte I y Parte II. En la Parte I, se hace un intento de clasificar los métodos disponibles para determinar la infiltración en una cuenca de drenaje bajo diferentes encabezamientos, basados en la naturaleza del alcance y se presenta una discusión de los méritos de cada método. La revisión consiste de los tres capítulos siguientes:

Índice de Infiltración (C.2)

Ecuación de Infiltración (C.3)

Curva de la tasa de Infiltración (C.4)

Los resultados de los estudios hechos por los autores se informan en la Parte II, forman parte de dos capítulos:

(1) Enfoque analítico de la Infiltración (C.5)

(2) Predicción del índice (C.6).

2. INDICE DE INFILTRACION.

Los índices de infiltración son medidas de pérdida de infiltración aparente expresadas como tasa promedio para una tormenta y son así:

1. Indice f_{av}
2. Indice ϕ
3. Indice W

2.1 Indice f_{av}

Cook⁽¹⁷⁾ define " f_{av} " como la tasa de infiltración promedio durante un período en el cual la precipitación es aplicada a una tasa mayor o igual que la capacidad de infiltración.

Refiriéndose a la Fig. 3, la tasa de infiltración definida por f_{av} es tá dado por:

$$f_{av} = \frac{F_c}{T_c} \quad \dots \dots \dots (2.1)$$

$$F_c = P_m - (Q_m + S_e + F_i) \quad \dots \dots \dots (2.2)$$

- P_m Precipitación total.
- Q_m Escorrentía superficial total.
(determinada del gráfico después de la separación del caudal base).
- S_e Almacenamiento superficial efectivo, por ejemplo, agua atrapada en depresiones e infiltración del agua en tránsito (estimada).
- F_i Cantidad estimada de infiltración ocurrida antes de que la tasa de precipitación excediera la tasa de infiltración.
- F_c Infiltración que ocurrió durante el tiempo (T_c) en que la precipitación excediera la capacidad de infiltración.

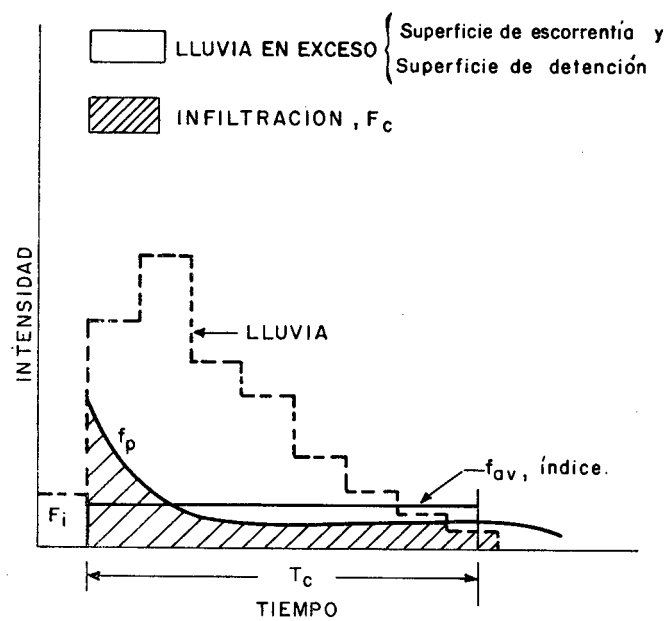


Figura 3. Índice f_{av}

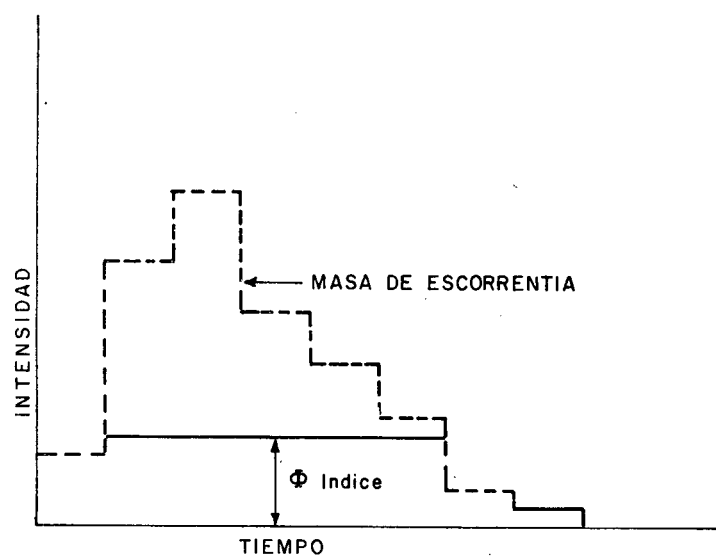


Figura 4. Índice ϕ

T_c El tiempo durante el cual la infiltración ocurrió a una tasa de capacidad. Esta se estima generalmente sobre la asunción que el intervalo comienza cuando la tasa de precipitación excede la tasa de infiltración y termina con el agotamiento de almacenaje superficial temporario. El tiempo que transcurre desde el final del exceso de precipitación al agotamiento del almacenaje superficial tiene que ser determinado bastante arbitrariamente.

Horton^(36,105) sugiere que el tiempo de agotamiento del almacenaje temporario puede tomarse aproximadamente como 1/3 del tiempo entre el final del exceso de precipitación y el final del flujo superficial indicado por el punto de inflexión en el lado de recesión del hidrograma.

2.2 Índice ϕ .

El índice ϕ es una tasa promedio de infiltración derivada de un gráfico de intensidad de precipitación y de tiempo, como se ilustró en la Fig. 4, de tal forma que el volumen de precipitación en exceso de esta tasa será igual al volumen de escorrentía de la tormenta. La definición para índice ϕ según Cook⁽¹⁷⁾ es "la tasa de precipitación por sobre la cual el volumen de precipitación iguala al volumen de escorrentía superficial". Puede verse que cuando el almacenaje superficial efectivo es pequeño comparado con la sustracción de infiltración, f_{av} se aproximará al índice ϕ . En general, el índice ϕ es más ampliamente usado en estudios de escorrentía que f_{av} ya que no hay métodos convincentes disponibles para estimar la magnitud de almacenaje superficial. Un procedimiento sistemático para determinar el índice ϕ para una cuenca grande es dado por Horton⁽³⁷⁾. El usa el término "f" en el mismo sentido que el índice ϕ . Se presume que hay suficientes registros de precipitación disponibles para la cuenca para representar la precipitación satisfactoriamente y por lo menos uno de estos registros se obtiene por un pluviógrafo registrador.

2.3 Indice W.

El término índice W se define de distintas formas en la literatura hidrológica. Según Cook⁽¹⁷⁾, el índice W se define por un área compleja múltiple de la misma forma que f_{av} es definida por un complejo simple. La misma definición es dada en A.S.C.E., Hydrology Handbook⁽¹⁰⁹⁾. Pero Musgrave y Holtan⁽¹³⁾ establecen que "el índice W es un refinamiento del índice ϕ en el que éste excluye almacenaje superficial y retenciones".

Ellos dan la siguiente ecuación:

$$W = \frac{P_m - Q_m - S_e}{T_o} \quad \dots \dots \dots (2.3)$$

donde W es la tasa promedio de infiltración, P_m es el total de la precipitación por tormenta, Q_m es la escorrentía total, S_e es el volumen de almacenaje de depresión más la intercepción del follaje y T_o es el tiempo total durante el cual la intensidad de precipitación es mayor que W. El índice W como lo definió Musgrave y Holtan es casi el mismo que f_{av} . Hay pequeñas diferencias en la definición de los términos S_e y T_o . Parece deseable usar la definición dada por Cook. El U.S. Army Corps of Engineers⁽¹⁸⁾ da un procedimiento sistemático que usa el símbolo f_{av} para determinar el índice W para una cuenca grande.

2.4 Discusión.

Cuando el almacenaje en la superficie y en el canal pueden ser ignoradas, en áreas pequeñas, tales como parcelas de infiltrómetros sujetas a intensidad uniforme de lluvia, una primera aproximación de la tasa de infiltración a cualquier instante, puede obtenerse por medio de la diferencia entre tasas de precipitación y escorrentía. Dado que la precipitación natural ocurre rara vez a una tasa uniforme, este tipo de análisis está limitado a datos obtenidos con equipo de lluvia artificial. Cuando el almacenaje superficial y del canal no pueden ser ignorados como en cuencas grandes donde existen volúmenes considerables de retención de superficie y almacenaje en los

canales, las diferencias entre tasas de lluvia y escorrentía no constituyen siquiera una primera aproximación a la tasa de infiltración.

Una medida satisfactoria de la tasa de cambio de almacenamiento, es necesaria para determinar la tasa de infiltración siendo una tarea casi imposible para obtener esta información.

Sherman⁽⁸⁹⁾ ha observado que las tasas de pérdida promedio representadas por índices de infiltración no pueden ser correlacionadas a cualquiera de las cantidades involucradas en infiltración. Un ploteo de tasas de pérdidas promedio contra duración, muestra poca o ninguna correlación con excepción de unas pocas tasas de pérdida, las cuales se derivan de duraciones largas o con suelos inicialmente húmedos. El promedio de tasas de pérdida muestra poca relación con la capacidad de infiltración inicial, f_0 o capacidad de infiltración final f_c . Ploteos de tasas de pérdida por temporadas o meses mostraron poca mejoría. Sin embargo, los índices de infiltración pro-veen una de las herramientas más útiles usadas en Hidrología Aplicada.

Las aplicaciones del índice ϕ a estudios de escorrentía son muy sencillas y fáciles medios en el estudio de la hidrología. El concepto de índice ϕ representa los efectos combinados de interceptación, almacenamiento de depresión e infiltración y por eso algunos hidrólogos⁽¹⁷⁾ prefieren llamarlo como "tasa de retención" en vez de índice de infiltración. La tasa de infiltración representada por el índice ϕ será mucho más baja que la tasa real en las etapas iniciales y será más alta que la tasa de infiltración alcanzada al final de la tormenta.

La aplicación del índice ϕ derivado de una tormenta en particular con condiciones antecedentes específicas a otra tormenta es totalmente incorrecto. Sin embargo, el índice es usado frecuentemente para obtener el exceso de precipitación de tormenta de diseño por su simplicidad y facilidad aun - que el concepto no refleja el estado actual del asunto.

Hasta la fecha el concepto de índice ϕ no ha sufrido ningún cambio en principio y/o procedimiento, aunque sus limitaciones, defectos y aproximacio

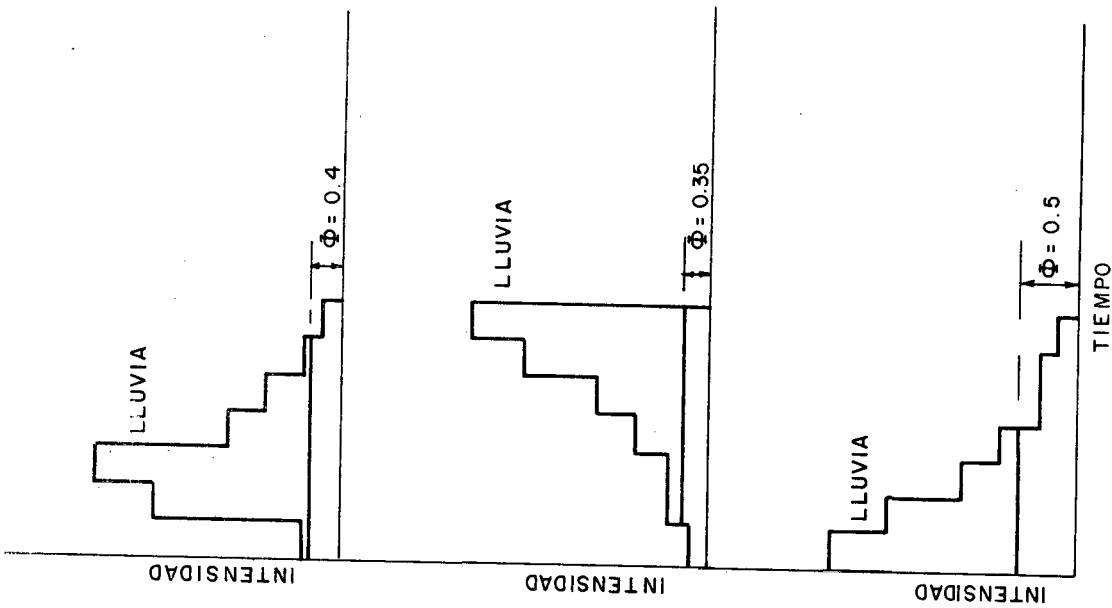


Figura 5. Variación del Índice ϕ

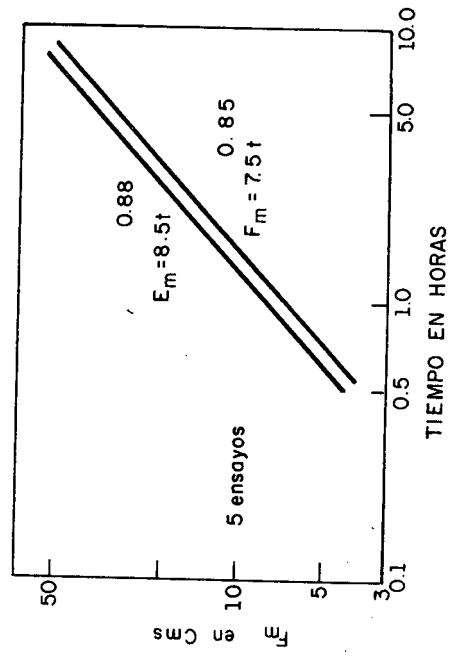


Figura 6. Suelo IDA Loess, Gráfico de F_m Vs. t

nes son bien conocidas. Una razón por la cual no se ha hecho ningún intento para refinar este procedimiento, puede ser que cualquier esfuerzo necesariamente tiene que tener en cuenta un número de variables de precipitación y características de la cuenca y el problema realmente es formidable.

Necesariamente debe usarse simplificación e idealización en cualquier tratamiento de este tema y debe entenderse que cualquier otro procedimiento no es probable que mejore mucho el resultado final. Se ha encontrado⁽¹⁷⁾ que el patrón de intensidad de lluvia (Fig. 5) afecta el índice ϕ aún en tormentas que tienen el mismo volumen de precipitación y condiciones iniciales idénticas.

Cualquiera de estos índices pueden ser determinados sin mucha dificultad si los datos de lluvia y de escorrentía están disponibles para una tormenta en particular. Pero los hidrólogos tienen que enfrentar los problemas, donde tienen que predecir escorrentía y surge una necesidad para estimar la tasa de infiltración para una tormenta en la cual hay que predecir la escorrentía. No hay disponibilidad de procedimientos bien definidos para estimar índices de infiltración bajo esas circunstancias, aunque se han hecho esfuerzos para correlacionar índices ϕ con API, duración de la tormenta y volumen de precipitación. Un estudio detallado, hecho a este respecto, ha sido incluido en el Capítulo 6 de este trabajo.

3. ECUACION DE INFILTRACION.

3.1 Generalidades.

De las observaciones hechas en cuencas experimentales y experimentos de laboratorio los investigadores han realizado ploteos de tasas de infiltración (f_p) vs tiempo (t) y masa de infiltración (F_m) vs tiempo (t). Naturalmente un estudio de estos ploteos indicó la posibilidad de desarrollar una relación funcional entre f_p y t así como también F_m y t . Se hicieron gran número de estudios al respecto y los más importantes son los de Kostiakov⁽⁴⁴⁾, Lewis⁽⁵²⁾, Gardner and Widstoe⁽²⁶⁾, Horton^(38, 39), Green y Ampt⁽²⁷⁾, Philip⁽⁷⁸⁾, Holtan⁽³³⁾, y Betson⁽⁴⁾. A continuación se ofrece una discusión breve de estas ecuaciones:

3.2 Ecuación Kostiakov - Lewis.

Kostiakov (1932)⁽⁴⁴⁾ aparece como el primero que sugirió una simple ecuación empírica de dos parámetros, la cual según Philip⁽⁷⁷⁾ ha sido usada ampliamente. La ecuación es:

$$F_m = K t^n \quad \dots \dots \dots (3.1)$$

donde K y n son parámetros, t es el tiempo y F_m la infiltración acumulada al tiempo t . Swartzendruber y Huberty⁽⁹⁷⁾ informaron que una ecuación de la misma forma (Ec. 3.1) fue propuesta por Lewis en 1926, aunque la publicó en 1937. La ecuación 3.1 es por lo tanto conocida como ecuación de Kostiakov-Lewis. Diferenciando la Ec. 3.1 con respecto al tiempo:

$$\frac{dF_m}{dt} = f_p = K n t^{n-1} \quad \dots \dots \dots (3.2)$$

donde f_p representa la tasa de infiltración y es expresada en esta ecuación como una función exponencial (negativa) de t . El promedio de la tasa de infiltración sobre el intervalo de tiempo t es F_m/t . En consecuencia, la tasa promedio correspondiente a cualquier tiempo t es $F_m/t = K t^n/t = K t^{n-1}$, y cuando $t = 1$, puede verse que

$$K = F_m \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

K es numéricamente igual a la tasa promedio sobre el primer intervalo de tiempo unitario y el parámetro combinado (de la Ec. 3.2) K_n , es numéricamente igual a la tasa de infiltración instantánea al final del primer intervalo de tiempo. La relación entre la tasa instantánea y la tasa promedio es:

$$\text{tasa inst/tasa promedio} = K_n/K = n \quad \dots \quad (3.4)$$

y se ve que n es sinónimo de la relación de la tasa instantánea a la tasa promedio, siendo medida la tasa instantánea a $t > 0$ y la medida de la tasa promedio sobre el intervalo de tiempo t . Por lo tanto n es una expresión de la curvatura y su magnitud indica lo bien que la tasa de infiltración se mantendrá con el tiempo.

Horton (1940)^(39,97) criticó la Ec. 3.2 porque ésta implica:

- i) tasa inicial infinita
- ii) una tasa final de cero

La dificultad de (i), podría evitarse agregando una constante pequeña a F_m y t en la Ec. 3.1; para la mayoría de los casos, estas constantes serán insignificantemente pequeñas. De ahí que la ecuación es satisfactoria a menos que uno esté especialmente interesado en el comportamiento de dF_m/dt para valores de tiempo muy cerca de cero. La Ec. 3.1 es adoptada e interpretada generalmente de la siguiente forma: Si una cuenca se llena con agua a una profundidad H , la cantidad de agua absorbida con el tiempo puede ser determinada siguiendo el descenso del agua superficial con un aforador de gancho. Algún tiempo es requerido para llenar la cuenca y dejar calmada la superficie del agua para la medida inicial. En mediciones posteriores, las diferencias Z entre niveles sucesivos y en nivel inicial representan la cantidad de agua absorbida no del tiempo $t=0$ pero si $t = t_0$, donde t_0 es el tiempo de medición inicial. Suponiendo que la ecuación Kostikov-Lewis es válida desde $t=0$, pero que la curva se establece solamente por mediciones en t_0 y a tiempos subsiguientes, la Ec. 3.1 pasa a ser

$$Z + Y_0 = K_t^n \quad \dots \quad (3.5)$$

donde Y_0 es la profundidad de agua supuestamente absorbida durante el intervalo t_0 y es igual a Kt_0^n .

En relación a (ii), no se encuentra dificultad si uno considera solamente periodos iniciales e intermedios de infiltración. Tisdall (1951)⁽¹⁰¹⁾ informó que la Ec. 3.2 se mantiene hasta unas pocas horas durante las cuales K y n pueden determinarse.

Free, Browning y Musgrave (1940)⁽²⁵⁾ encontraron que la Ec. 3.1 podría encajar satisfactoriamente los datos para 68 perfiles de suelos, pero ellos no intentaron usar los coeficientes como parámetros de infiltración. Sin embargo Tisdall (1950)^(97, 100, 101) calculó valores de K y n para distintas condiciones de suelos y correlacionó K y n con el nivel de humedad antecedente del suelo; encontrando que K está bien relacionada con la humedad antecedente del suelo y la relación entre n y los mismos valores de humedad no es tan precisa. Observó que K aumenta con la disminución de humedad del suelo: linealmente para suelo franco arenoso y no-linealmente para suelos franco arcilloso y arcilloso. Para suelo franco arcilloso el exponente n mostró una tendencia opuesta a K .

Philip (1957)⁽⁷⁸⁾ investigó la aplicabilidad de la Ec. 3.2 y encontró que los parámetros K y n varían con el rango de tiempo t ; por ejemplo $n=0.5$ para valores pequeños de t , y $n = 1$ para valores grandes de t . Más adelante encontró que K asume el valor de la conductividad hidráulica saturada del material para grandes valores de tiempo t . No obstante estas dificultades, la Ec. 3.2 ha mostrado ser satisfactoria en el extremo inferior de la escala de tiempo. Intentó expresar n y K como funciones del tiempo y estudió su variación con el tiempo durante la infiltración.

Una observación hecha al gráfico de F_m vs t para ensayos de ciertos suelos (Fig. 6) ploteados por Kirkham, Don et al (1965)⁽⁴³⁾, indican que una relación exponencial en la forma de la Ec. 3.1 puede existir entre infiltración acumulativa y tiempo. Ellos condujeron experimentos en canales de 30 cm de ancho en tres suelos diferentes. El estudio indicó que n se mantiene casi constante ($n = 0.85$ a 0.88) de ensayo a ensayo y de un suelo a otro mientras que K varía. El exponente n es independiente ya sea del tipo de suelo o del contenido de humedad inicial. Los valores del exponente n se mantienen constantes para todos los ensayos conducidos en tres suelos diferentes variando el contenido de humedad en el perfil. Pero se encontraron pe-

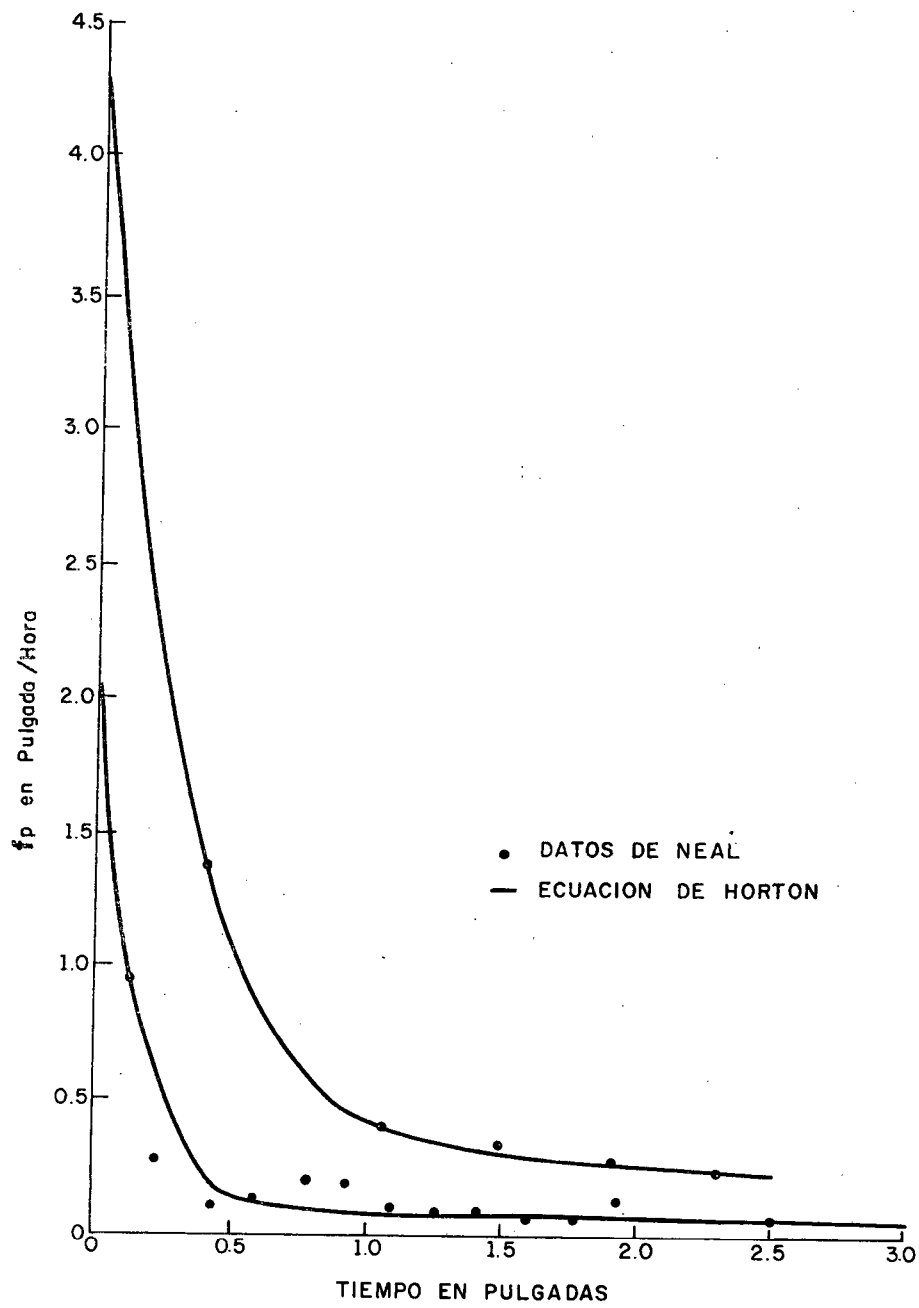


Figura 7. Curvas de Capacidad de Infiltración.

queñas diferencias en los valores de n y de ahí que el exponente n se toma como representando la geometría del patrón de flujo. Para los tres tipos de suelos ensayados en zanjas de 30 cm de ancho, el valor de n es de alrededor de 0.85. En el caso de flujo en una dimensión para períodos breves de tiempo, se encontró que el valor de n era de 0.5. Como una zanja rectangular sobre la superficie del suelo permite infiltración lateral y vertical (dos dimensiones), el valor del exponente n es mayor en la infiltración en una dimensión. El valor de K observado es más pequeño en suelos de textura ligera que en los de textura mediana y también superior en suelos más secos. El parámetro K parece depender de ambos, la textura del suelo y el contenido de humedad inicial del mismo.

Yu-SiFok y Hansen (1966)⁽¹⁰⁶⁾ examinaron la validez del uso de la Ec. 3.2 para representar la tasa de infiltración o la Ec. 3.1 para representar infiltración acumulada (una dimensión) y encontraron que estas ecuaciones con valores constantes de K y n no son válidas a lo largo de la duración de la infiltración. Los valores de K y n deben ser escogidos de acuerdo al rango en el cual ellos se mantienen constantes.

Sin embargo, según lo indicado por Philip, la ecuación de Kostiaikov-Lewis solamente es un intento moderadamente satisfactorio para ajustar datos experimentales y se puede atribuir poca importancia a los parámetros en esta ecuación. Además se requiere un conocimiento del estado de humedad inicial y su relación con K para derivar las curvas de infiltración, si la Ec. 3.1 debe ser utilizada.

3.3 Ecuación de Horton.

Gardner y Widstoe (1921)⁽²⁶⁾ produjeron una ecuación de la siguiente forma:

$$x = C_1 t + C_2 (1 - e^{-bt}) \dots \dots \dots (3.6)$$

donde x es la profundidad al frente húmedo; t es el tiempo; C_1 , C_2 y b son

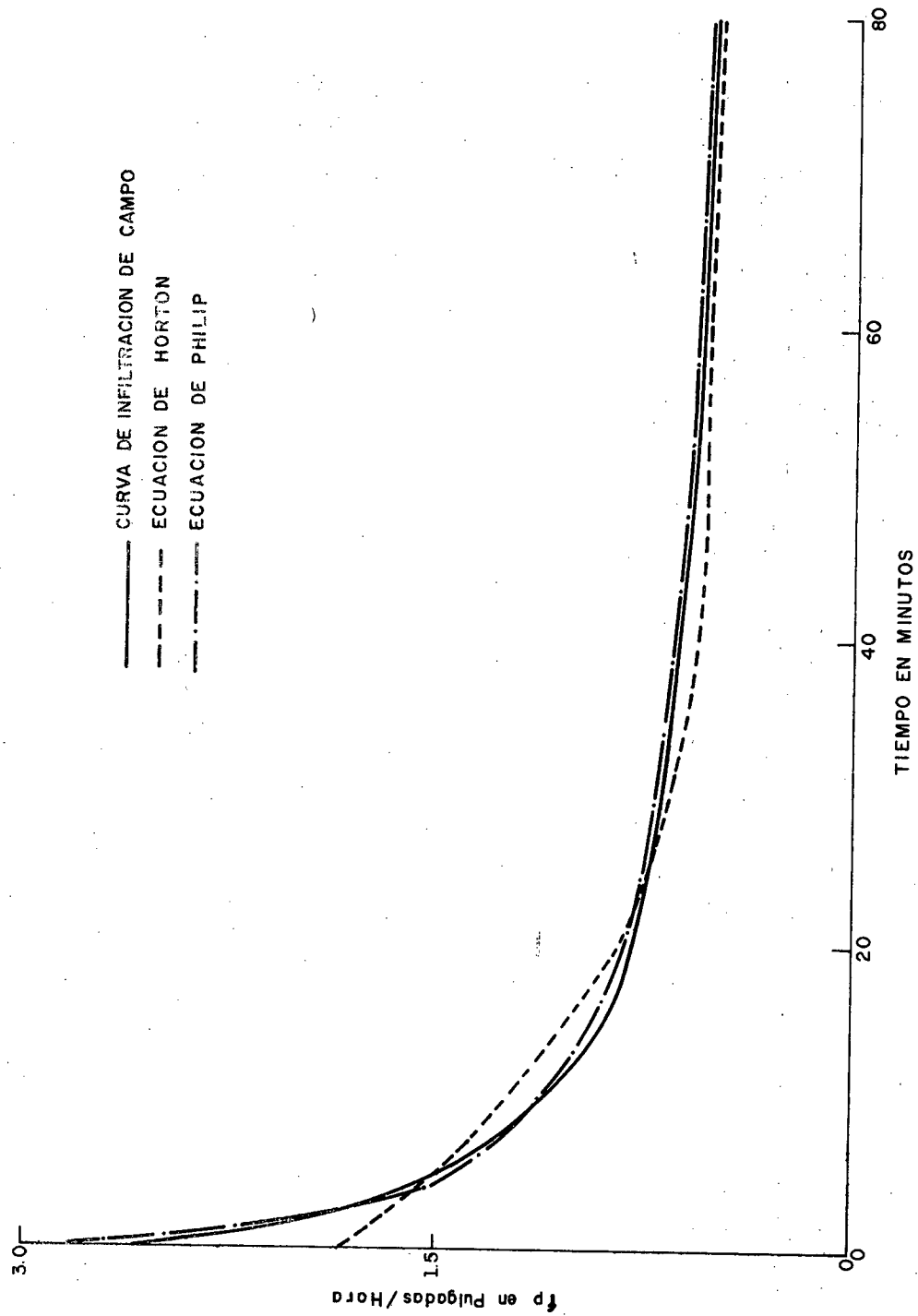


Figura 8. Curva de infiltración de campo comparada con las curvas de mejor ajuste determinadas por las ecuaciones de Horton y Philip.

constantes. Esta ecuación fue aplicada más tarde por Horton (1939)⁽³⁸⁾ con la siguiente modificación:

Diferenciando la Ec. 3.6 con respecto a "t"

$$\frac{dx}{dt} = C_1 + C_2 b e^{-bt}$$

convirtiendo esta ecuación para tasa de infiltración e interpretando las constantes convenientes, tenemos

$$f_p = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt} \dots \dots \dots (3.7)$$

donde f_o es la rata de infiltración al comienzo de la tormenta, f_c es la capacidad de infiltración última o final, obtenida cuando el perfil del suelo se satura, f_p es la capacidad de infiltración al tiempo t y k es una constante empírica. Horton encontró que la ecuación propuesta por él puede ajustarse convenientemente a las curvas de infiltración ploteadas por Neal⁽⁷³⁾ sobre las bases de experimentos conducidos en distintas categorías de suelos según la Fig. 7. El sugirió el uso de la Ec. 3.7 para separar la precipitación en exceso de precipitación e infiltración. La relación propuesta por Horton, generalmente es aceptada. El procedimiento sugerido es el de superponer la curva de capacidad de infiltración sobre el diagrama de precipitación o hietograma; cualquier precipitación por encima de la curva de capacidad se toma como exceso de precipitación y que podría convertirse en escorrentía. Sin embargo para usar este procedimiento, debe conocerse f_o .

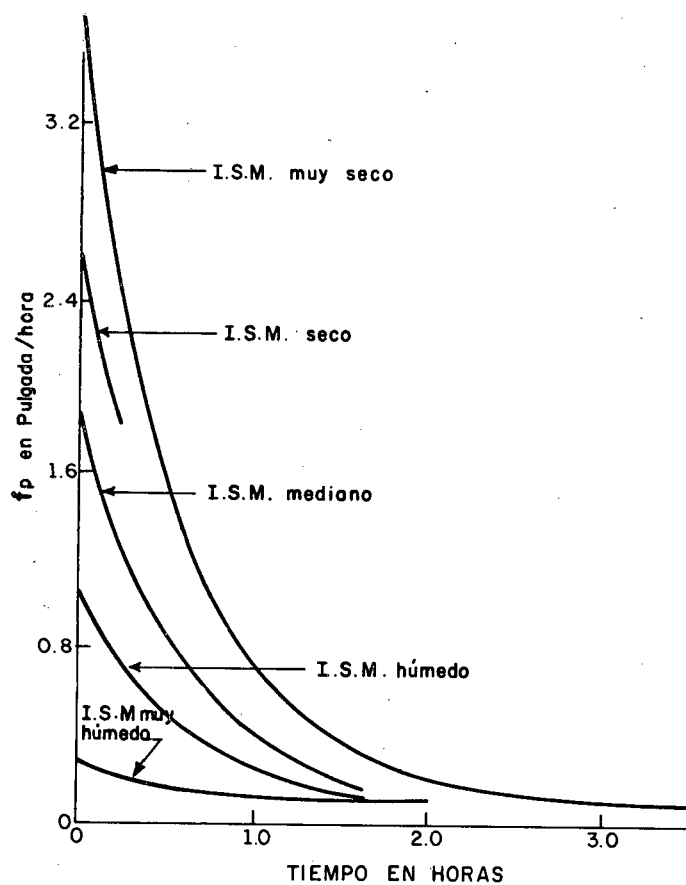
Watson (1959)⁽¹⁰³⁾ probó las omisiones de la ecuación de Horton en detalle. El preparó curvas de tasas de infiltración de investigaciones reales hechas en el campo e investigó lo bien que la ecuación de Horton puede ajustarse a los datos observados (Fig. 8). Encontró que la ecuación de Horton no representa satisfactoriamente la primera mitad de la curva. Sus descubrimientos están en favor de la ecuación de Philip la cual se discute posteriormente. La ecuación de Horton es solamente aplicable cuando la precipitación excede f_p . La constante k depende de las características de la

cuenca y de la precipitación; f_0 depende de la condición de humedad inicial de la cuenca y f_c varía dependiendo de la temporada. Esta ecuación da una relación empírica la cual describe el hecho observado que la tasa de infiltración de humedad del suelo disminuye exponencialmente de alguna forma con el tiempo cuando está sujeta a tasa de suministro en exceso de capacidad de infiltración. En particular, esta ecuación ha sido aplicada como un método razonablemente rápido y conveniente de expresar los resultados de experimentos con ensayos de aspersores. El punto en favor de esta ecuación es que, para grandes valores de t , la tasa de infiltración no llega a cero. Pero es incapaz de representar adecuadamente el rápido descenso de la tasa de infiltración, desde valores altos en los períodos iniciales de infiltración. En consecuencia su representación es pobre durante los períodos iniciales de infiltración. Las curvas de capacidad de infiltración para la misma cuenca se encuentran que no son idénticas entre los ensayos sino que varían con la humedad precedente (Fig. 9). Entonces el problema consiste en seleccionar la curva de capacidad apropiada para las condiciones que preceden a una tormenta en particular. La fórmula supone un suministro adecuado y continuo de agua disponible para infiltración. Si la intensidad en cualquier momento cae debajo de la curva, deben hacerse correcciones, ya que la capacidad de infiltración no podría disminuir tan rápidamente como la curva indicada si la tasa de infiltración actual es menor que la tasa de capacidad.

La gran ventaja de la ecuación de Horton sobre el índice de infiltración es que expresando capacidad como una función de tiempo se gana comprensión sobre la distribución de exceso de precipitación durante un período de tormenta. Hay el problema inevitable de una curva de infiltración definido para un punto en la cuenca y que está siendo usada como un promedio para toda la cuenca. Esto es más complicado por la variación de intensidades de precipitación con tiempo sobre la cuenca. La suposición de que la infiltración ocurre solamente durante el período de lluvia, no es correcta. No obstante la ecuación de Horton todavía se mantiene como la más generalmente aceptada y utilizada.

Según lo revisado por Philip⁽⁷⁷⁾, en la clásica ecuación de Horton, c_0

I.S.M. = HUMEDAD INICIAL DEL SUELO

Figura 9. Cuenca Macoupin Creek, Curvas f_p .

mo en el caso de la ecuación Kostiakov - Lewis requiere un conocimiento de la tasa inicial de infiltración para calcular la desaceleración en función del tiempo para derivar la curva de infiltración. Un error sencillo en la estimación de la tasa inicial o en su disminución puede dar como resultado un serio error de cantidades de infiltración, especialmente para largos períodos de tiempo. Finalmente esta ecuación es también empírica y sólo moderadamente exitosa para ajustar datos experimentales de aspersores donde la tasa de precipitación puede mantenerse más alta que la capacidad de infiltración.

3.4 Ecuación de Green-Ampt.

Green y Ampt (1911)⁽²⁷⁾ propusieron una ecuación con el tiempo como variable dependiente

$$t = Y [F_m - Z \log (1 + F_m/Z)] \dots \dots \dots (3.8)$$

donde Y y Z son constantes, F_m es el total de infiltración hasta un tiempo t. Philip⁽⁷⁷⁾ señaló que la explicación dada para la importancia de la constante Z en la Ec. 3.8 es inadecuada. El intentó desarrollar una ecuación de infiltración en términos de las propiedades físicas básicas del sistema. Por lo tanto propuso un modelo físico simplificado de infiltración, aplicando la Ley de Darcy a un sistema de flujo vertical bajo gravedad y bajo un potencial capilar constante. El potencial capilar fue considerado para operar en el "frente húmedo". Introduciendo aproximaciones que atañen al contenido de humedad promedio hacia abajo del perfil, el estado del frente húmedo y diversas generalizaciones experimentales, Philip (1954)⁽⁷⁷⁾ obtuvo las ecuaciones siguientes:

$$\frac{d F_m}{dt} = \frac{K_h}{\mu} \left[1 + \frac{(\bar{\theta} - \theta_n)(P + H)}{F_m} \right] \dots \dots \dots (3.9)$$

y

$$t = \frac{\mu}{K_h} \left[F_m - (P+H)(\bar{\theta} - \theta_n) \log \left(1 + \frac{F_m}{(P+H)(\bar{\theta} - \theta_n)} \right) \right] \quad (3.10)$$

donde μ es la viscosidad líquida, K_h es la conductividad saturada. $\bar{\theta}$ es el contenido de humedad promedio hasta la profundidad de frente húmedo en el tiempo, θ_n es el contenido de humedad inicial. P es el potencial capilar en el frente húmedo y H la profundidad del líquido encima de la superficie del suelo. La Ec. 3.10 es de la misma forma que la Ec. de Green y Ampt. Philip dió importancia física a las constantes de la Ec. 3.8.

Recientemente Yu-Si-Fok y Hansen⁽¹⁰⁶⁾ derivaron independientemente una ecuación relacionada con la infiltración acumulada al tiempo de flujo, la cual esencialmente es de la misma forma que las ecuaciones de Green y Ampt y Philip. Puede observarse que la infiltración acumulada, F_m no es resuelta fácilmente en términos del tiempo de flujo, t de la Ec. 3.10. Yu-Si-Fok y Hansen presentaron una solución gráfica en la forma de un gráfico coaxial. Puede ser de interés saber que la Ec. 3.9 es la misma que la derivada por aplicación de la Ley de Poiseuille para un lote de tubos capilares circulares que no están interconectados.

Swartzendruber y Huberty⁽⁹⁷⁾ expresaron la Ec. 3.9 de tal forma que uno podría usarla con parámetros para expresar el estado de infiltración. Suponga que una profundidad de agua H_0 es aplicada instantáneamente a la superficie del suelo en la cuenca a $t = 0$. La carga H a cualquier tiempo es igual a $H_0 - y$, donde y es la altura de agua absorbida. La ecuación desarrollada puede escribirse así:

$$\frac{dy}{dt} = a + \frac{b}{y} \quad \dots \dots \dots (3.11)$$

donde

$$a = K_h (1 - \bar{\theta} + \theta_n) / \mu$$

$$b = K_h (\bar{\theta} - \theta_n) (P + H_0) / \mu$$

Esta ecuación también se cambia convenientemente de modo que la ecuación resultante puede aplicarse aún cuando el agua no es aplicada instantáneamente sino sobre un período de tiempo t_0 . De ahí que como en la Ec. 3.5 $y = y_0 + z$ y

$$\frac{dy}{dt} = \frac{dz}{dt} = a + b/(y_0 + z) \quad \dots \dots \dots (3.12)$$

De la ecuación anterior, b será la pendiente de una línea recta dz/dt versus $1/(y_0 + z)$ con una ordenada a . La cantidad y_0 se estima multiplicando t_0 por la tasa (estimada del gráfico de z Vs t) a $t=t_0$. Sobre las bases de modificación de la Ec. 3.9 en la forma de la Ec. 3.11, los parámetros a y b son funciones de la conductividad, viscosidad y carga. En cualquier ensayo, antes de usar la ecuación, estos factores deben ser entendidos de modo que no deberán introducir a error en los coeficientes.

Según lo observado por Watson⁽¹⁰³⁾ el uso de t como variable independiente da como resultado una ecuación difícil de manejar. Philip⁽⁷⁸⁾ más tarde abandonó la Ec. 3.10 debido a la incomodidad del uso y propuso una ecuación con el tiempo como variable independiente.

3.5 Ecuación de Philip.

La infiltración es un ejemplo particular del fenómeno general del movimiento de agua en medio poroso, y de acuerdo a ello, el proceso se ha estudiado en años recientes usando el concepto de que el movimiento de agua en el suelo puede expresarse satisfactoriamente por ecuaciones de difusión. En particular, se supone que el flujo no saturado a través de medio poroso puede expresarse por una ecuación diferencial parcial de segundo grado. Los trabajos de Philip⁽⁷⁸⁾, Hanks y Bowers⁽²⁸⁾, Rubin y Steinhardt⁽⁸³⁾, y Whisler y Klute⁽¹⁰⁴⁾ son representativos de este tipo de investigación. La infiltración vertical puede expresarse por la ecuación siguiente:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial Ku}{\partial x} \quad \dots \dots \dots (3.13)$$

donde θ es el contenido volumétrico de humedad del suelo, $D = K_u \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ es la difusividad, K_n es la conductividad hidráulica no saturada, ψ es el potencial capilar, t es el tiempo y x es la distancia al frente húmedo positivo hacia abajo. Las curvas relacionando a K_n y ψ con θ o aproximaciones ajustables a éstas, deben estar disponibles antes de que la Ec. 3.13 pueda determinarse. De ahí que estas relaciones son determinadas experimentalmente para dado suelo. $K(\theta)$ y $\psi(\theta)$ son no lineales por naturaleza. Estas son las únicas soluciones aproximadas conocidas de la Ec. 3.13. Philip⁽⁷⁸⁾ desarrolló una ecuación para calcular la tasa de infiltración como una función de tiempo con la "sorptivity" S y permeabilidad como parámetros. "Sorptivity" es definido por Philip como la capacidad de absorber o perder líquidos por capilaridad. Philip más tarde resolvió la Ec. 3.13 numéricamente y obtuvo las siguientes series en $t^{1/2}$.

$$x = \sum_{n=1}^M \phi_n(\theta) (t^{1/2})^n \dots \dots \dots (3.14)$$

en la cual los coeficientes $\phi_1(\theta)$, $\phi_2(\theta)$ son funciones de θ que son soluciones de una serie de ecuaciones diferenciales ordinarias las cuales se resuelven por métodos numéricos simples. La Ec. 3.14 representa el avance del frente húmedo, x , para una infiltración vertical en una dimensión en suelos homogéneos que tienen contenido de humedad inicial constante. El cambio total de contenido de humedad en la columna semi-infinita es igual a la diferencia entre la integral del tiempo del flujo en $x = 0$ y en el infinito.

$$F_m = \int_{\theta_n}^{\theta_{sat}} x d\theta + K_n t \dots \dots \dots (3.15)$$

donde θ_n es el contenido de humedad inicial, θ_{sat} es el contenido de humedad cuando el suelo está saturado y K_n es la conductividad hidráulica saturada. Integrando la Ec. 3.14 con respecto a θ

$$\int_{\theta_n}^{\theta_{sat}} x d\theta = \sum_{n=1}^N t^{n/2} \int_{\theta_n}^{\theta_{sat}} \phi_n(\theta) d\theta \dots \dots \dots (3.16)$$

* Sin traducción en español

de las Ec. 3.15 y 3.16

$$F_m = \sum_{n=1}^N t^{n/2} \int_{\theta_n}^{\theta_{sat}} \phi_n(\theta) d\theta + K_n t \dots \quad (3.17)$$

Si la capacidad de infiltración se denomina como f_p (que es el flujo en $x=0$), entonces

$$\begin{aligned} f_p &= \frac{\partial F_m}{\partial t} \\ &= \sum_{n=1}^N \frac{n}{2} \cdot t^{(n/2) - 1} \int_{\theta_n}^{\theta_{sat}} \phi_n(\theta) d\theta + K_n \end{aligned} \quad (3.18)$$

Restringiéndose a los primeros términos de las series en las Ecs. 3.17 y 3.18 (o sea tomando $n=1$)

$$F_m = S_p t^{1/2} + K_n t \dots \quad (3.19)$$

$$f_p = \frac{S_p}{2} t^{-1/2} + K_n \dots \quad (3.20)$$

donde $S_p = \int_{\theta_{sat}}^{\theta_{sat}} \phi(\theta) d\theta$ conocida como

"sorptivity". Los coeficientes S_p y K_n pueden determinarse experimentalmente. S_p aparece como dependiendo del contenido inicial de humedad del suelo. La ecuación 3.20 es simple. Está basada en teoría física y de ahí que debe dar resultados satisfactorios.

Watson (1959)⁽¹⁰³⁾ hizo una comparación de la ecuación de Horton y de la ecuación simplificada de Philip. Encontró que la ecuación simplificada dió casi correspondencia exacta, mientras que la ecuación de Horton dió un error muy considerable en la infiltración cumulativa sobre cierto tiempo. De

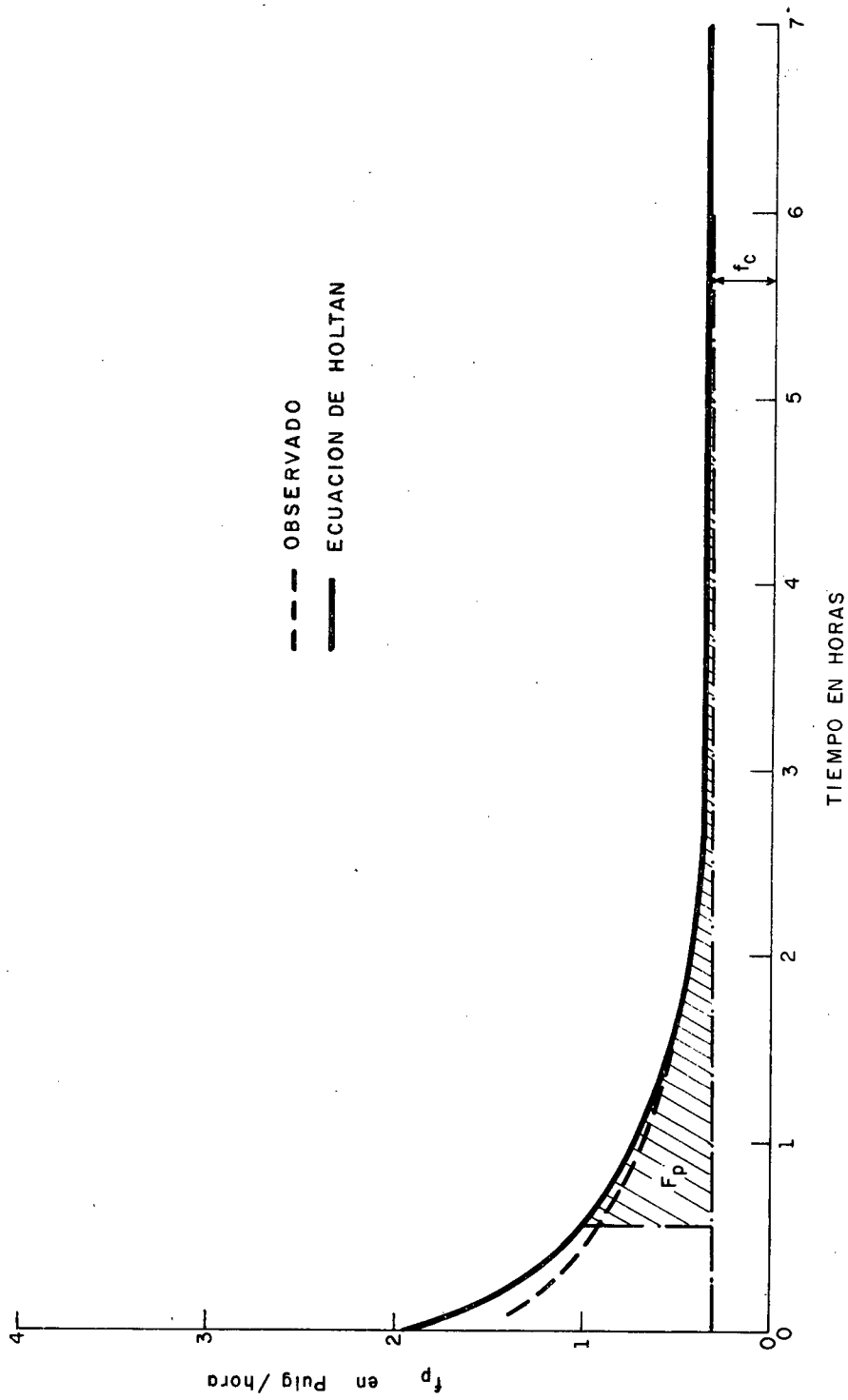


Figura 10. Curvas de Capacidad de infiltración.

la comparación de las curvas de campo con curvas de mejor ajuste determinadas por la ecuación de Horton y la ecuación simplificada de Philip, Watson visualizó (Fig. 8) que el grado de correspondencia de la Ec. de Philip en pequeños lapsos de tiempo es muy buena mientras que la ecuación de Horton no representa con seguridad la primera mitad de la curva. De esto se sabe que la ecuación de Philip es adecuada para representar la caída rápida de la curva durante la primera mitad del proceso.

La forma de la ecuación de Horton es de tal forma que el valor f_c puede ser completamente caracterizado por la ecuación, y ésta da una correlación exacta en el tiempo t_c a partir del cual la tasa de infiltración es constante. Cuando t_c es pequeña, para tiempos mayores que t_c , la curva calculada por la ecuación de Philip continuará la pendiente hacia el eje del tiempo y dará como resultado una desviación mucho mayor del sensiblemente constante valor f_c . De ahí que la ecuación de Philip es válida en el rango de 0 a t_c , lo cual es el límite de validez. Puede verse de la Fig. 8 que la ecuación derivada teóricamente, representa la curva de infiltración de campo particularmente bien en tiempos cortos cuando la tasa de infiltración cambia rápidamente con el tiempo. Además el grado de representación es bueno sobre otras secciones de la curva, aunque solamente puede aplicarse hasta el tiempo t_c .

Para períodos mayores que t_c la tasa de infiltración se supone sea igual a f_c .

3.6 Ecuación de Holtan.

Con el fin de superar las dificultades mencionadas en la ecuación de Horton, Holtan (1961)⁽³³⁾ intentó expresar la tasa de infiltración como una función de: (i) el volumen sobrante de almacenamiento potencial sobre el horizonte limitante y (ii) la permeabilidad del horizonte limitante. En consecuencia el tiempo es una variable dependiente la cual es una función del incremento del volumen y de la tasa asociada. Entonces la incomodidad encontrada por Philip en la ecuación 3.10 es eliminada por la proposición de Holtan.

Holtan encontró la siguiente relación experimental:

$$f_p - f_c = a F_p^n \quad \dots \dots \dots (3.21)$$

donde f_p es la capacidad de infiltración real, f_c es una constante que depende de la permeabilidad del horizonte limitante, comparable con la capacidad mínima de infiltración de Horton. Los coeficientes a y n son constantes para un cierto complejo suelo-vegetación y F_p es el volumen sobrante de almacenamiento potencial por encima del horizonte limitante (Fig. 10). Experimentalmente Holtan encontró que $n = 1.387$ mientras que el valor de " a " varía de un caso a otro. La gran ventaja de este alcance es por supuesto de que uno puede tener en cuenta el hecho de que durante intervalos breves de tiempo en un período de tormenta la intensidad de la precipitación es menor que la capacidad de infiltración del suelo. Se mantiene la dificultad de una estimación correcta del valor de F_p al comienzo del período de tormenta.

Overton (1964)⁽⁷⁴⁾ intentó un refinamiento de la Ec. 3.21 para obtener una ecuación integrable con una solución analítica. Puso $n = 2$ en la Ec. 3.21. El espacio de poro variable al comienzo de una tormenta fue bien corregido con complejo vegetativo. Por lo tanto la infiltración potencial a un tiempo $t = 0$ fue:

$$(F_p)_{t=0} = K S_0 \quad \dots \dots \dots (3.22)$$

donde S_0 es el espacio poroso disponible a $t=0$, K es el factor de porcentaje basado en la vegetación. Para la solución de la función de tiempo de infiltración, Overton usó:

$$f_p = f_c + a F_p^2 \quad \dots \dots \dots (3.23)$$

y

$$K S_0 = F_p + F_m \quad \dots \dots \dots (3.24)$$

usando $f_p = \frac{dF_m}{dt}$, resolviendo por f_p e integrando, obtuvo una expresión para F_m :

$$F_m = K S_0 - \sqrt{\frac{f_c}{a}} \cdot \tan \left[a f_c (t_c - t) \right] \quad (3.25)$$

Aunque derivada empíricamente, la ecuación de Overton puede usarse para derivar las ecuaciones analíticas, suponiendo que la tasa de infiltración sea proporcional a ambos F_p o F_m . Por ejemplo, si f_p es proporcional a F_p , poniendo $n = 1$ en la Ec. 3.21

$$f_p - f_c = a F_m^{-1} \quad (3.26)$$

Integrando esta ecuación y señalando que $F_m = 0$ a $t = 0$

$$t = \frac{F_m}{f_c} - \frac{a}{f_c} \log \left(1 + \frac{F_m}{a/f_c} \right) \quad (3.27)$$

la cual es algebraicamente la misma que la ecuación de Green y Ampt y Philip (Ec. 3.8 y 3.10). Es interesante observar que cuando $n = 1$ en la Ec. 3.21 conseguimos la ecuación de Horton con la previsión de que el proceso de infiltración tenga lugar sin interrupción. Bajo dichas condiciones Overton (45, 74) obtuvo lo siguiente:

$$\begin{aligned} f_p - f_c &= a F_p \\ f_p - f_c &= \frac{dF_p}{dt} \quad (\text{continuidad}) \end{aligned} \quad (3.28)$$

tomando $a = K$

$$\frac{df_p}{dt} = a \frac{dF_p}{dt}$$

$$\frac{df_p}{dt} = -a (f_p - f_c)$$

asumiendo $f_p - f_c$ a $t = 0$, obtenemos

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c) e^{-at} \quad (3.29)$$

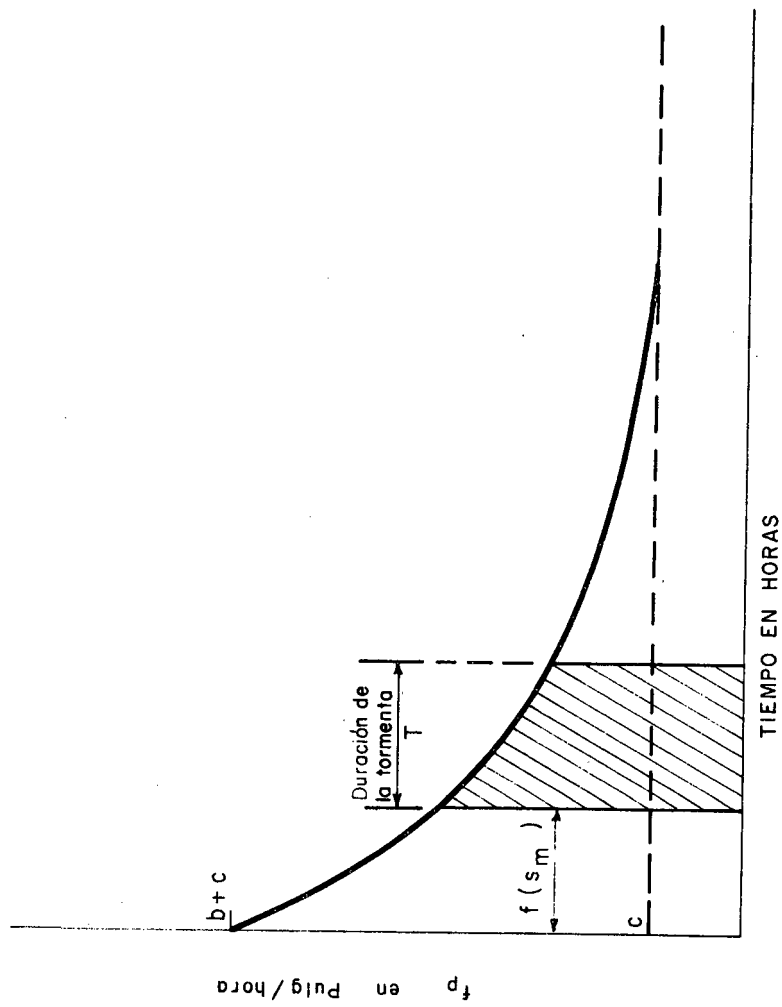


Figura 11. Representación Gráfica de función de Capacidad de Infiltración.

Similarmente de las ecuaciones

$$f_p - f_c = a (F_{p0} - F_p)^{-1} \quad (3.30)$$

$$f_p - f_c = \frac{d}{dt} (F_{p0} - F_p)$$

donde F_{p0} es el volumen de almacenaje potencial a $t = 0$, se ve que la ecuación de Philip (Ec. 3.20) puede ser derivada, por ejemplo:

$$f_p = \left(\frac{a}{2}\right)^{1/2} t^{1/2} + f_c \quad (3.31)$$

Otra vez aquí el valor de "a" parece depender del contenido de humedad inicial del suelo. La dificultad principal de los métodos anteriores, es la predicción de F_p al comienzo de una tormenta. Si las estimaciones de éste tienen que hacerse por análisis de correlación, por ejemplo con la ayuda de índice de precipitación precedente, puede insistirse de que el exceso de lluvia está directamente correlacionado con dicho índice.

3.7 Ecuación de Betson.

Betson (1964)⁽⁴⁾ desarrolló paso a paso una ecuación hidrológica para evaluar la capacidad de infiltración de la cuenca. Comenzó con la integral de la ecuación empírica de Horton (Ec. 3.7), relacionó la diferencia entre precipitación y escorrentía con las variables hidrológicas y en consecuencia propuso un modelo matemático no lineal así: Integrando la Ec. 3.7 entre los límites 0 y T y escribiendo para las pérdidas:

$$L_m = P_m - Q_m = \int_0^T (c + be^{-nt}) dt \quad (3.32)$$

donde T es la duración de la tormenta, L_m son las pérdidas en pulgadas, P_m es la precipitación en pulgadas, Q_m es la escorrentía en pulgadas, c, b y n corresponden a f_c , $(f_0 - f_c)$ y k respectivamente en la Ec. 3.7. Propuso que la Ec. 3.32 puede integrarse entre los límites $f(sm)$ y $T + f(sm)$, en vez

de 0 y T, donde $f(s\ m)$ es una equivalencia de tiempo de la función de la humedad del suelo al comienzo de la tormenta como se indicó en la Fig.11. Supuso que la equivalencia de tiempo de la función para relacionar un índice de humedad del suelo, la cual varía de cero, para condiciones secas, a 1.0 para condiciones húmedas. Dió la siguiente ecuación polinomial para $f(s\ m)$.

$$f(s\ m) = mS_i + gS_i^2 \quad \dots \dots \dots (3.33)$$

donde S_i es el índice de humedad del suelo m y g con coeficientes. Sustituyendo la forma funcional para $f(s\ m)$ dada en la Ec. 3.33 para los límites de integración en la Ec. 3.32, resulta:

$$L_m + cT + (b/n) \cdot \left[e^{-m(m S_i + g S_i^2)} - e^{-n(T + mS_i + gS_i^2)} \right] \quad (3.34)$$

Esta relación se indica gráficamente en la Fig. 11. Ajustando la Ec. 3.34 a datos hidrológicos de la cuenca, modificó ésta paso a paso para varias condiciones como intercepción, área parcial de escorrentía de la cuenca etc., usando relaciones empíricas aproximadas. La Ec. 3.34 con estas modificaciones puede ser útil como herramienta hidrológica y como un medio de desarrollar un mejor entendimiento del proceso de escorrentía de las tormentas. La función desarrollada será útil como un medio de estimar la escorrentía.

La estimación del valor adecuado de S_i todavía se mantiene como un problema similar al de f_0 en la ecuación de Horton (Ec. 3.7).

3.8 Discusión.

De lo anterior, las ecuaciones de infiltración pueden escribirse así:

1. Kostiakov - Lewis $f_p = b + a t^n$
2. Horton $f_p = b + a e^{-ct}$

3. Green - Ampt

$$t = b \left[F_m - a \log \left(a + \frac{F_m}{a} \right) \right]$$

4. Philip

$$f_p = a t^{-1/2} + b$$

5. Holtan

$$f_p = b + a F_p^n$$

6. Betson

$$f_p = b + a \left[e^{-f(s m)} - e^{-(f(s m) + T)} \right]$$

En las ecuaciones anteriores a , b , c y n son constantes y otras variables son como se explicó anteriormente. Antes de usar cualquiera de estas ecuaciones para una tormenta en una cuenca, es necesario tener una estimación cuantitativa del estado de humedad en la cuenca al comienzo de la tormenta o una correlación que represente una relación entre la capacidad inicial de infiltración y las variables conocidas. La determinación del estado de humedad del suelo al comienzo de una tormenta de ninguna manera es una tarea fácil. Los factores que afectan la infiltración son tantos y tan infinitamente complejos (Tabla 1 y Tabla 2) que es casi imposible desarrollar una relación definida entre capacidad de infiltración inicial y muchos otros parámetros. De ahí que se ha intentado la alternativa para determinar la tasa de infiltración durante una lluvia, por métodos indirectos tales como la relación de flujo y retención.

4. CURVA DE TASA DE INFILTRACION.

4.1 Método f_{av}

4.1.1 Método Diez Puntos f_{av} :

Sherman⁽⁸⁹⁾ presentó un procedimiento para la determinación de las curvas de capacidad de infiltración a partir de las tasas de pérdida promedio. En este procedimiento, f -promedio se determina sustrayéndole la escorrentía superficial directa a la precipitación. De grandes cantidades de datos de experimentos con aspersores, Sherman observó que las líneas de tasa de pérdida promedio y curva de tasa de infiltración en general se interceptan dentro del 50% del tiempo total (T) de lluvia y en la mayoría de los casos entre 20 y 35% de T. El llamó el punto de intersección como "Locus" (Fig. 12). Preparó una tabla (Tabla 3) para la posición de tiempo de éste. Los datos de campo incluyen curvas de capacidad de infiltración de los experimentos con aspersores, realizados por Musgrave y los de Horton⁽⁸⁹⁾.

TABLA 3.

POSICION EN EL TIEMPO t_i DEL LUGAR GEOMETRICO O "LOCUS" COMO PORCENTAJE DE T.

f_{av} (pulg/hora)	t_i como porcentaje de T	f_{av} (pulg/hora)	t_i como porcentaje de T	f_{av} (pulg/hora)	t_i como porcentaje de T
0.8	35	0.5	27	0.2	20
0.7	32	0.4	25	0.1	20
0.6	29	0.3	23		

Si la curva de la tasa de infiltración es uniforme desde el comienzo hasta el final de la tormenta, la curva de capacidad de infiltración podría ser una línea recta y f podría ser igual a f_{av} al 50% de T. Sin embargo, la tasa de infiltración disminuye a medida que el suelo se pone más húmedo. El

porcentaje aproximado dado en la tabla anterior multiplicado por un T dado es el valor de t_1 , la posición en el tiempo del lugar geométrico o "Locus".

La coordenada vertical de este lugar geométrico es fijada de tal forma que el volumen total de infiltración se divide en dos partes, Y_1 e Y_2 (Fig. 13) las cuales son proporcionales a t_2 y t_1 respectivamente:

así

$$\frac{Y_1}{Y_2} = \frac{t_2}{t_1} \quad \dots \dots \dots (4.1)$$

donde Y_1 e Y_2 son volúmenes de infiltración durante los períodos t_1 y t_2 . El período t_1 va desde el comienzo de la infiltración a la posición del lugar geométrico y t_2 va desde la posición en el tiempo del lugar geométrico hasta el final de la precipitación. De esta manera se determina un punto en la capacidad de infiltración. El próximo paso es encontrar los valores individuales de f_p y sus incrementos de tiempo correspondientes para la parte más alta de la curva. Esto se hace por aproximación sucesiva. La curva de capacidad de infiltración debajo del lugar geométrico se encuentra también de una forma similar. Se reproduce un ejemplo para la determinación de la curva de capacidad de infiltración por este método hecho por Sherman.

Ejemplo: Dibuje la curva de capacidad de infiltración usando f_{av} método diez puntos para los siguientes datos: área de drenaje = 875 millas cuadradas, $f_{av} = 0.49$ pulg/hora, $T = 2.5$ hora y volumen de infiltración = 1.225 pulgadas.

De la Tabla 3 el porcentaje de T es 27 (valor más cercano)

para $f_{av} = 0.49$

$$t_1 = \frac{27}{100} \times 2.5 = 0.7 \text{ horas} \dots \dots \dots (4.2)$$

$$t_2 = T - t_1 = 2.5 - 0.7 = 1.8 \text{ horas} \dots \dots \dots (4.3)$$

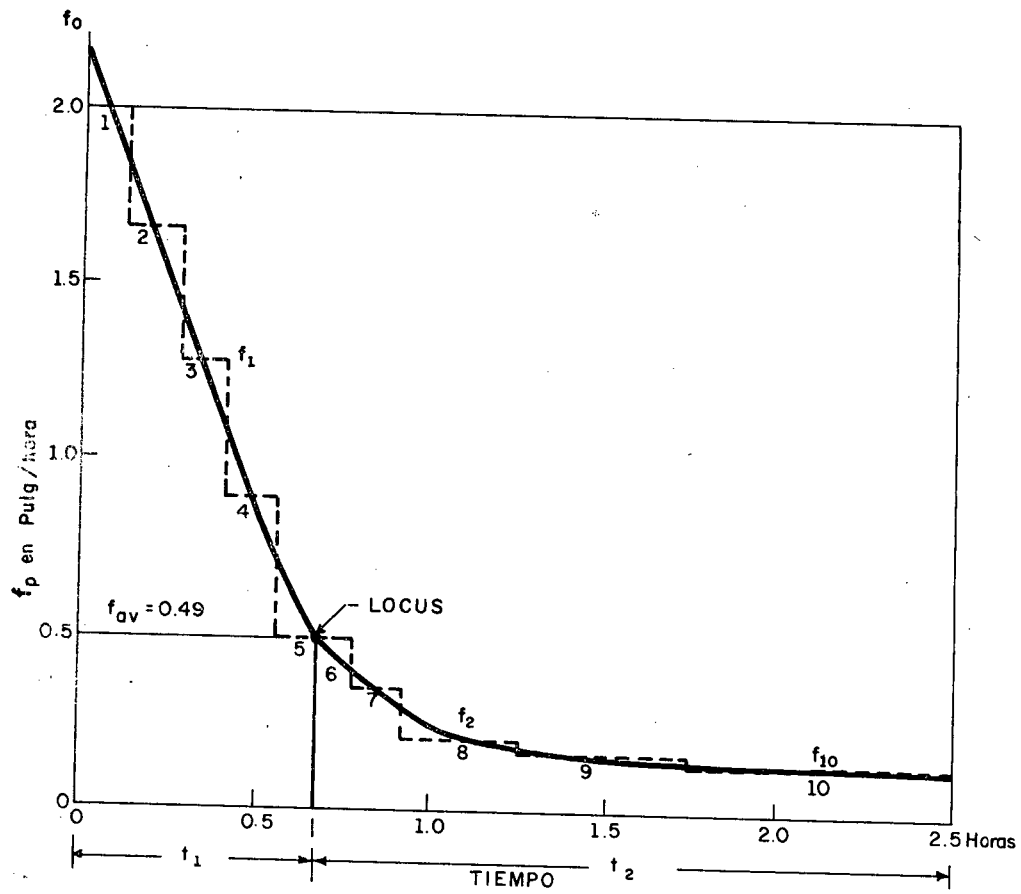


Figura 12. Curva f_p tomada de f_{av} - Método punto diez.

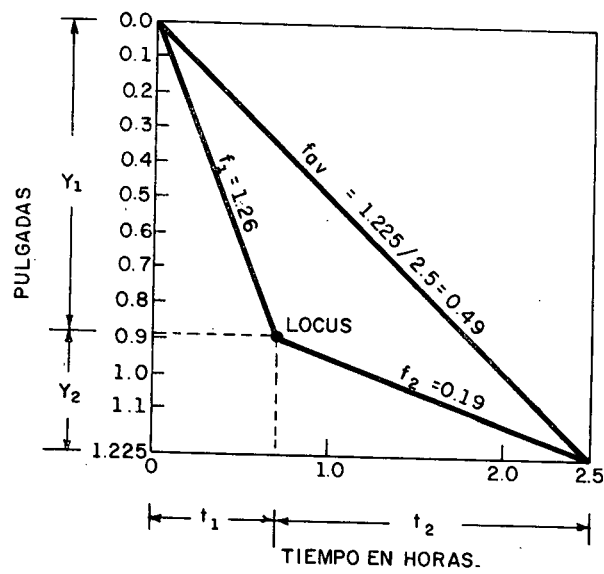


Figura 13. Diagrama LOCUS

Y_1 e Y_2 son proporcionales a t_2 y t_1

$$\frac{Y_1}{Y_2} = \frac{t_2}{t_1} = \frac{1.8}{0.7} \dots \dots \dots (4.4)$$

pero

$$Y_1 + Y_2 = 1.225 \dots \dots \dots (4.5)$$

De las ecuaciones 4.4 y 4.5

$$Y_1 = 0.882 \text{ pulgadas}$$

$$Y_2 = 0.343 \text{ pulgadas}$$

El valor promedio de infiltración para la parte más alta de la curva de capacidad de infiltración está dado por

$$f_1 = \frac{Y_1}{t_1} = \frac{0.882}{0.7} = 1.26 \text{ pulg/hora} \dots \dots \dots (4.6)$$

similarmente, para la parte más baja:

$$f_2 = \frac{Y_2}{t_2} = \frac{0.343}{1.8} = 1.9 \text{ pulg/hora} \dots \dots \dots (4.7)$$

Los valores de Y_1 e Y_2 están indicados en el diagrama del LOCUS (Fig. 13): f_1 es ploteado en $t_1/2$ (Fig. 12) y f_2 es ploteado como se indica en el procedimiento subsiguiente.

El paso siguiente es encontrar los valores individuales de "f" en algunos otros puntos en la parte más alta así como también en la parte más baja de la curva de capacidad de infiltración.

Considere

$$\Sigma f_p \cdot \Delta t = Y_1 \dots \dots \dots (4.8)$$

donde f_p es el valor de la capacidad de infiltración durante el intervalo de tiempo Δt . La parte más alta está dividida en cinco intervalos iguales de 0.14 hora y la curva de capacidad de infiltración por encima del LOCUS se supone sea una línea recta. El valor de f_1 dado en la Ec. 4.6 corresponde a la mitad de la parte más alta. En la tabla siguiente se insertan valores conocidos.

TABLA 4 (a)

Subdivisión N°	$f_p \cdot \Delta t$	Volumen	Observaciones
1.	2.00×0.14	0.280	
2.	1.65×0.14	0.231	
3.	1.26×0.14	0.176	$f_p = f_1$
4.	0.87×0.14	0.122	
5.	0.49×0.14	0.069	$f_p = f_{av}$
Total	$\Sigma \Delta t = 0.70$	$\Sigma f_p \cdot \Delta t = 0.878$	

En la tabla 4 (a), los valores conocidos son, f_1 en el N°3, f_{av} en el N° 5, promedio de f_1 y f_{av} en el N°4, total de la columna de tiempo t_1 y total del volumen Y_1 . Las dos cifras requeridas son el valor de f_p en el N° 1 y f_p en el N° 2. Estos dos valores son determinados por ensayos así:

$$\begin{aligned} \text{Suma de los volúmenes de los Nos. 3, 4 y 5} &= 0.176 + 0.122 + 0.069 \\ &= 0.367 \text{ pulgadas} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Suma de los volúmenes de los Nos. 1 y 2} &= 0.882 - 0.367 \\ &= 0.515 \text{ pulg.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Valor del incremento en } f_p \text{ durante} \\ 0.14 \text{ hora, o sea } \frac{1}{5} t_1 &= 1.26 - 0.87 \\ &= 0.39 \text{ pulg/hora} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{valor de } f_p \text{ en el N}^\circ 2 &= 1.26 + 0.39 \\
 &= 1.65 \text{ pulg/hora} \\
 \text{valor de } f_p \text{ en el N}^\circ 1 &= 1.65 + 0.39 \\
 &= 2.04 \text{ pulg/hora}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{volumen del N}^\circ 1 + \\
 \text{volumen del N}^\circ 2 &= 2.04 \times 0.14 + 1.65 \times 0.14 \\
 &= 0.5166 \text{ pulgadas contra} \\
 &\quad 0.515 \text{ pulgadas.}
 \end{aligned}$$

Tomando el valor aproximado de f_p en el N° 1 como 2.00 pulg/hora,

$$\text{volumen del N}^\circ 1 = 2.0 \times 0.14 = 0.28 \text{ pulgadas}$$

Los valores de f_p anteriores se indican en la Fig. 12. Lo anterior satisface los requerimientos para la curva de capacidad de infiltración por en cima del locus.

La curva de capacidad de infiltración por debajo del locus se encuentra en forma similar. Un ensayo preliminar con cinco intervalos iguales pa ra t_2 muestra que ésta no satisface los requisitos. Se encontró por ensa - yos que se requiere una unidad de tiempo breve inicial de Δt con aumento pro gresivo de unidades largas de tiempo.

Los valores siguientes satisfacen los requisitos:

TABLA 4 (b)

Subdivisión N°	$f_p \cdot \Delta t$	Volumen	Observaciones
6	0.49×0.10	0.049	$f_p = f_{av}$
7	0.34×0.15	0.051	
8	0.19×0.30	0.057	$f_p = f_2$
9	0.16×0.50	0.080	
10	0.14×0.75	0.105	$f_p = f_{10}$
Total	$\Sigma \Delta t = 1.80$	$\Sigma f_p \cdot \Delta t = 0.342$	

El diagrama escalonado se grafica primero para los diez intervalos dados anteriormente. Los valores de f_p deben disminuir progresivamente del N°1 al N°10, excepto cuando el último valor de f_p es obviamente alcanzado. Se dibuja una curva suave, mostrando una línea completa, a través del locus y de los escalones. La extensión de la curva de progresión da el valor de f_0 . Esta curva incluye pérdidas iniciales además de la infiltración. Sherman comparó la curva de recesión de capacidad de infiltración con la curva de la ecuación de Horton. Encontró que esta curva coincidía exactamente con la de Horton.

El método no tiene fuertes bases matemáticas y ha sido admitido por el mismo Sherman como un "procedimiento rudimentario". La posición del locus está basada en limitados experimentos de aspersores con precipitación uniforme excediendo la infiltración y no se sabe si esto puede extenderse con cualquier grado de confiabilidad a tormentas actuales en cuencas de drenaje. Otra vez, la construcción de la curva de capacidad de infiltración arriba y especialmente debajo del locus está basado en un procedimiento puramente arbitrario.

4.1.2 Método f_{av} usando el diagrama C_b (90):

Muchas decisiones arbitrarias que han sido usadas en métodos previos para derivar la curva f_p , son evitados en el método f_{av} , usando un diagrama conocido como diagrama C_b . La curva f_p se deriva de una tormenta en particular en una cuenca o en una curva f_p promedio para una cuenca en una temporada dada, haciendo uso del diagrama C_b . Una curva f_p -promedio para una temporada dada es también conocida como curva promedio de área capacidad de infiltración. El diagrama C_b se prepara ya sea usando procedimientos gráficos presentados por Sherman y Meyer o usando una ecuación similar a la Ec. de Horton.

De numerosos experimentos con aspersores en parcelas pequeñas, se encuentra que las curvas de capacidad de infiltración siguen una ley exponencial; las curvas caen empinadamente en el período de tiempo inicial, más

[illegible]

Figura 14. Curvas f_p para derivar el diagrama C_b .

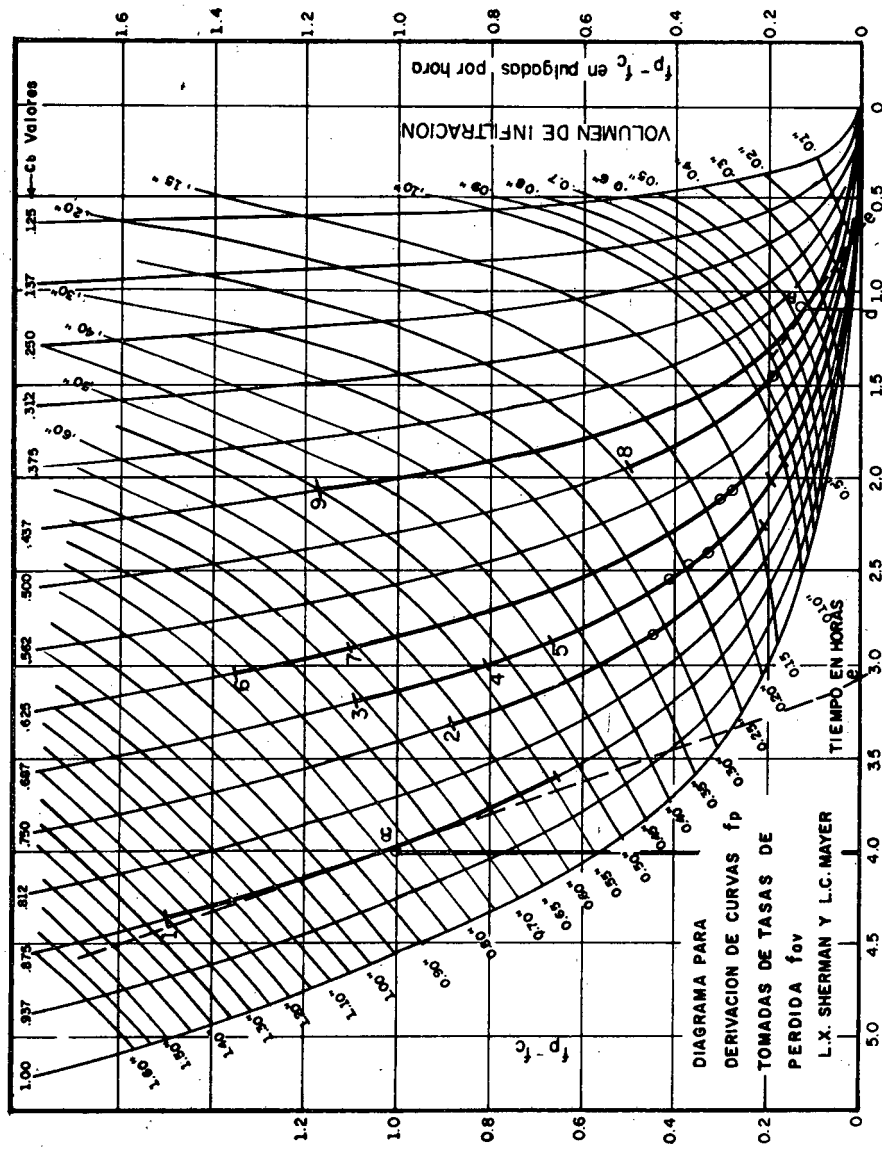
tarde toman pendientes más planas y más adelante alcanzan casi un valor constante. Uniéndose a este hecho, Sherman y Meyer propusieron los postulados siguientes para simplificar el procedimiento para derivar la curva f_p (Fig. 14):

1. La curva f_p en el locus "a" debe ser tangente a la línea ac; ac es la hipotenusa del triángulo abc donde $ab = f_{av}$ (o f_p) y bc, sobre base cero, siempre es una hora.
2. El volumen de pérdida observado debe ser igual al volumen indicado por el área bajo la curva f_p (o su extensión en la línea f_c) y las dos ordenadas verticales las cuales son T horas separadas (ejemplo área mnop).
3. Este volumen de pérdida observado "mnop" está dividido en dos partes; el volumen por encima y el volumen por debajo de la línea f_c , es decir, el volumen por debajo es $T \times f_c$ y el volumen por encima es el volumen total de pérdida observado menos $T \times f_c$.
4. Dentro de los límites de tiempo T, las áreas A_1 y A_2 , por encima y por debajo de la línea horizontal f_{av} , deben ser iguales.
5. La capacidad de infiltración disminuye con la duración de la precipitación hasta que se alcanza una constante aproximada de valor mínimo f_c . La curva de capacidad de infiltración muestra una disminución consistente en valores de f_p a medida que aumenta el volumen de infiltración.

En las Fig. 14(a) y 14(b), el triángulo "abc" intercepta una línea f_c en los puntos d y e.

$$\frac{de}{bc} = \frac{ad}{AB} \quad \text{ó} \quad \frac{de}{1} = \frac{f_{av} - f_c}{f_{av}} \quad (4.9)$$

En la parte de la derecha de las Fig. 14(a) y 14(b), el locus y otros puntos m y n son referidos a una escala vertical con base cero de la línea f_c . Señale la base d e como C_b , entonces:



Las líneas gruesas muestran arcos y datos de Clear Creek, en la cuenca Tallahatchie.

Figura 15. Diagrama C_b.

$$C_b = \frac{f_{av} - f_c}{f_{av}} \quad \dots \dots \dots (4.10)$$

De la Ec. 4.10 se sabe que C_b es siempre menor o igual que la unidad y mayor que cero. En el rango $0 < C_b \leq 1$, para diferentes valores de C_b , usando la Ec. 4.10 y los requisitos precedentes 1, 2 y 3, Sherman y Mayer prepararon gráficamente el diagrama C_b (Fig. 15). Cada curva en el diagrama C_b es planteado para conformar los requisitos de que la tangente a cualquier punto de la curva con ordenada $(f_p - f_o)$ tendría la pendiente o inclinación $(f_p - f_c)/C_b$ (Propiedad de la curva exponencial). C_b es una constante para cualquier curva en particular con valor de la base de C_b designado en el tope de la figura (Fig. 15). Entonces la Fig. 15 muestra una serie de curvas para $C_b = 1$ (una hora) y para valores fraccionales de unidad. Todas las curvas C_b del diagrama comienzan en tiempo cero. Los volúmenes (pulgadas de profundidad de infiltración) bajo cada curva C_b están indicadas por las líneas diagonales que cruzan las curvas C_b .

El diagrama C_b puede también ser preparado usando la ecuación de Horton con la siguiente modificación. Escribiendo la Ec. 3.7 así:

$$f_p - f_c = B e^{t/C_b} \quad \dots \dots \dots (4.11)$$

donde t es el tiempo en horas, medido de f_c como se indica en el diagrama C_b , B es una constante y C_b es como se explicó anteriormente. La Ec. 4.11 es la misma dada por Escott⁽⁹⁰⁾, quien da el valor de la constante B como .00925 o aproximadamente .01. Con referencia al diagrama C_b , cada curva C_b , por ejemplo $f_p - f_c$ vs tiempo t está preparada tomando un valor particular para C_b en el rango $0 < C_b \leq 1.0$. Integrando la Ec. 4.11, conseguimos el volumen de infiltración representado por el área bajo la curva hasta el tiempo t :

$$\int_0^t (f_p - f_c) dt = \int_0^t B e^{t/C_b} dt = [C_b B e^{t/C_b}]_0^t = C_b (f_p - f_c - B) \quad (4.12)$$

Los volúmenes correspondientes de infiltración se indican por líneas diagonales en el diagrama C_b .

Derivación de una curva f_p para una tormenta simple en una cuenca:

Los datos básicos requeridos son: un registro de lluvia distribuida por horas, el volumen correspondiente de escorrentía-superficial y el valor de capacidad de infiltración final f_c para la cuenca y temporada dada (de crecimiento o no). La curva f_p puede determinarse así:

Paso 1. Derive f_{av} o la tasa de pérdida promedio relacionando el volumen de exceso de lluvia con los volúmenes de escorrentía. Encuentre T = volumen de pérdida/ f_{av} .

Paso 2. Encuentre el valor de C_b usando la Ec. 4.10 y seleccione la curva en el diagrama C_b (Fig. 15).

Paso 3. Ubique el punto locus en esta curva.

Paso 4. Encuentre el volumen de pérdida por encima de la línea f_c .

Paso 5. Consiga la posición en el tiempo del inicio y fin de la curva f_p , así:

Dibuje a escala la longitud de T , en una hoja de papel de tal forma que corresponda al tiempo base del diagrama. Centre esta escala T cerca del punto locus y anote los dos volúmenes interceptados en la curva C_b por verticales a cada extremo de T . La diferencia entre estos dos volúmenes debe ser igual al volumen f_c especificado arriba. Mueva la escala T a la derecha o a la izquierda hasta que esté igual. Bajo esta condición el intercepto de T a la izquierda da la ubicación de f_o y su posición en el tiempo con respecto al tiempo cero en el diagrama C_b . Este arco de la curva f_p puede transportarse o trazarse en una hoja con ordenadas de f_p y la escala de tiempo colocados en la forma usual desde la izquierda y aumentando hacia la derecha.

Se reproduce un ejemplo dado por Sherman y Meyer para la determinación por este método de la curva f_p .

Ejemplo: La deducción de las curvas f_p tomadas de los datos de la cuenca de Tallahatchie, Mississippi es:

Caso 1 (Fig. 16)

Hudsen Creek: área = 9.35 millas cuadradas. Junio 12-13, 1939, tempora

da de crecimiento; $f_c = 0.17$, lluvia = 1.22 pulgadas y escorrentía = 0.33 pulgadas, $T = 0.75$ hora; $f_{av} = 1.175$ pulgadas.

Volumen de Pérdida = $1.22 - 0.333 = 0.887$ pulgadas

Volumen debajo de f_c es $f_c \times T = 0.17 \times 0.75 = 0.127$ pulgadas

Volumen encima de $f_c = 0.887 - 0.127 = 0.760$ pulgadas

$C_b = (1.175 - 0.17)/1.175 = 0.855$ (Use la curva más cercana, $C_b = 0.875$)

El punto locus ($f_p - f_c$) ó 1.005, está a un tiempo de 3.98 horas en el diagrama. La posición de $T = 0.75$ en cada lado del locus para interceptar el volumen 0.76 es:

t a la izquierda = 4.37 horas y volumen = 1.30 pulgadas

t a la derecha = 3.62 horas y volumen = 0.54 pulgadas

$T = 4.37 - 3.62 = 0.75$ hora

volumen por encima de $f_c = 1.30 - 0.54 = 0.76$ pulgadas

En el diagrama C_b (Fig. 15) se indica la curva f_p .

Caso 9 (Fig. 6)

Clear Creek: área = 9.30 millas cuadradas, 17 de Junio de 1939, temporada de cultivo; $f_c = 0.17$; lluvia = 1.87 pulgadas y escorrentía = 0.649 pulgadas; $T = 4.23$ horas, $f_{av} = 0.289$ pulgadas.

Volumen de pérdida = $1.87 - 0.649 = 1.221$ pulgadas

Volumen por debajo de $f_c \times T = 0.17 \times 4.23 = 0.720$ pulgadas

Volumen por encima de $f_c = 1.221 - 0.720 = 0.501$ pulgadas

$C_b = (0.289 - 0.17)/0.289 = 0.412$ (Use la curva más cercana, $C_b = 0.437$)

El punto locus ($f_p - f_c$), ó 0.119 es al tiempo 1.08 horas en el diagrama. La posición de $T = 4.23$ en cada lado del locus para interceptar el volumen 0.501 pulgada es:

t a la izquierda = 2.06 horas y volumen = 0.501 pulgadas.

t a la derecha = + 2.17 horas y volumen = 0.0000

$T = 4.23$ horas Volumen encima = 0.501 pulgada.

En el diagrama C_b en la Fig. 15 se indican otras siete observaciones f_{av} en las cuencas Hudson Creek y Clear Creek además de los dos casos 1 y 9.

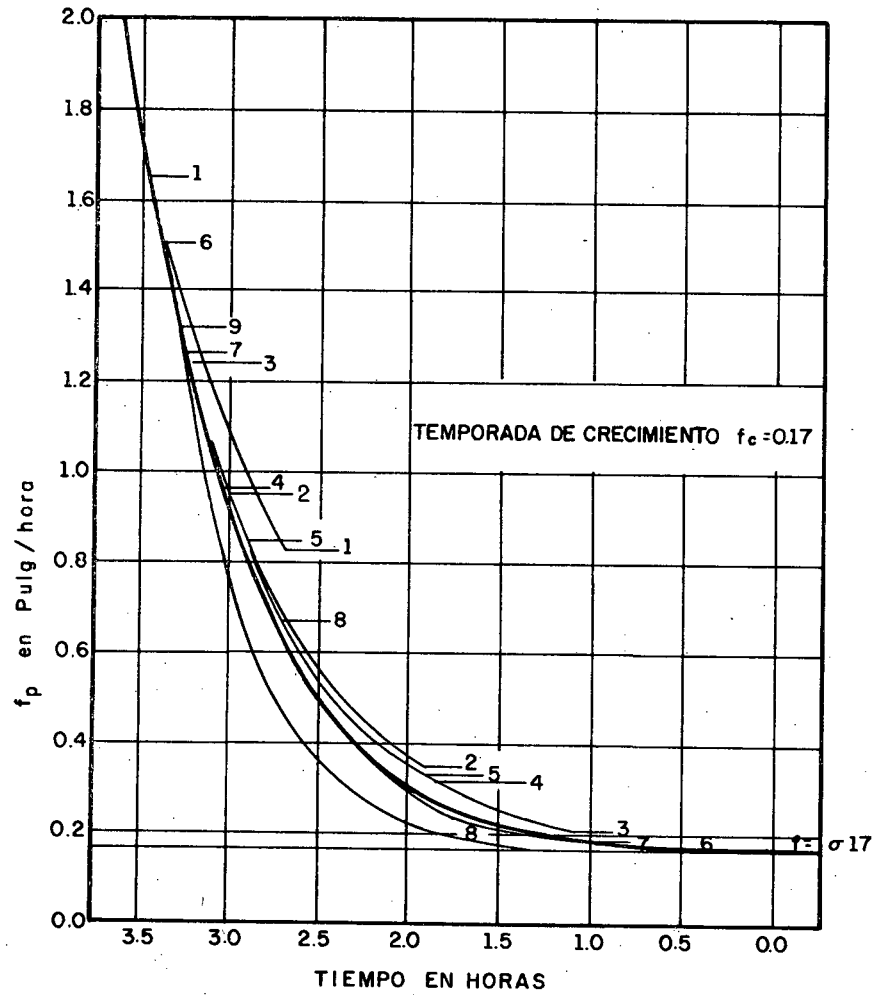


Figura 16. Promedio de la Curva f_p .

Las cuencas Hudson y Clear Creek son subdivisiones de la cuenca Tallahatchie.

Deducción de la curva f_p -promedio para una cuenca:

La figura 16 muestra todas estas curvas o arcos trazados de la Fig. 15 y ensamblados en sus puntos de comienzo individuales (o f_o) contra la curva f_p más larga con un alto valor de f_o , a saber, caso 6. El promedio de la curva de área capacidad de infiltración (f_p) para todos los datos se muestra con una línea gruesa en la Fig. 16. Debe mencionarse aquí que la ecuación de Escott suministra un método más simple para la deducción del diagrama C_b que el procedimiento usado por Sherman y Meyer. La ecuación de Escott puede usarse directamente para obtener la curva f_p y puede prescindirse de la preparación del diagrama C_b .

4.2 Método de Bloques.

El método de Bloques se debe a Horner y Lloyd⁽³⁴⁾ y puede aplicarse a tormentas las cuales dan como resultado bloques aislados de precipitación. Estos bloques deben estar suficientemente separados de manera que la escorrentía para cada uno de ellos pueda ser identificada; pero los bloques deben estar suficientemente juntos para permitir la deducción de una curva f simple para la precipitación total. Por lo menos debe haber tres bloques y se necesitan más para obtener resultados satisfactorios.

La derivación de la curva de la tasa de infiltración por el método de bloques se ilustra en la Fig. 17 (a).

Según la Fig. 17 (a) se establece primero una curva de trabajo aproximada de la capacidad de infiltración (f). Esta curva está basada en un valor promedio total calculado tomando la diferencia entre el volumen de precipitación medido desde el comienzo y el final del exceso de precipitación y de la escorrentía total superficial y dividiendo esta diferencia por la duración del exceso de precipitación más una fracción del tiempo necesitada para el agotamiento de la retención superficial. Este valor de capacidad de

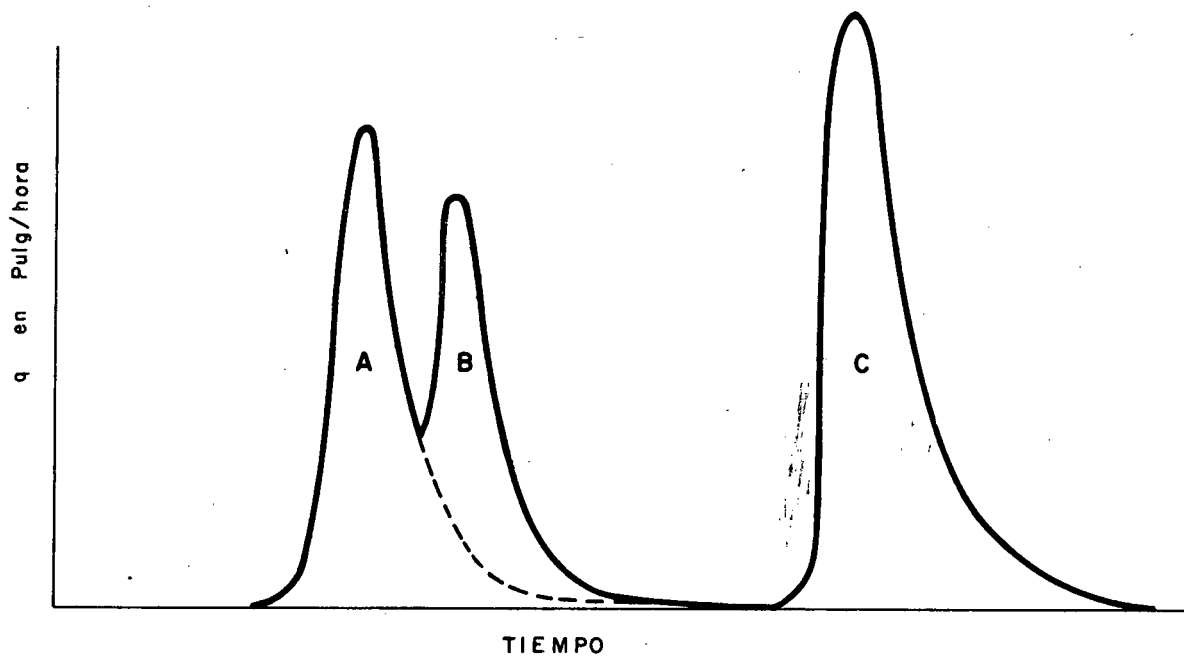
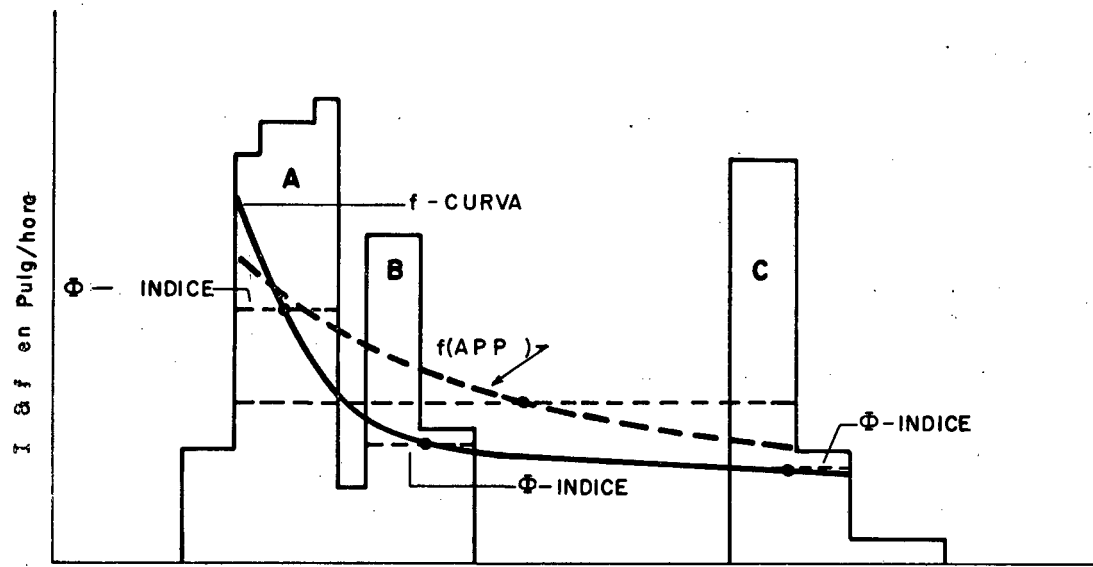


Figura 17 a. Infiltración por el método Block.

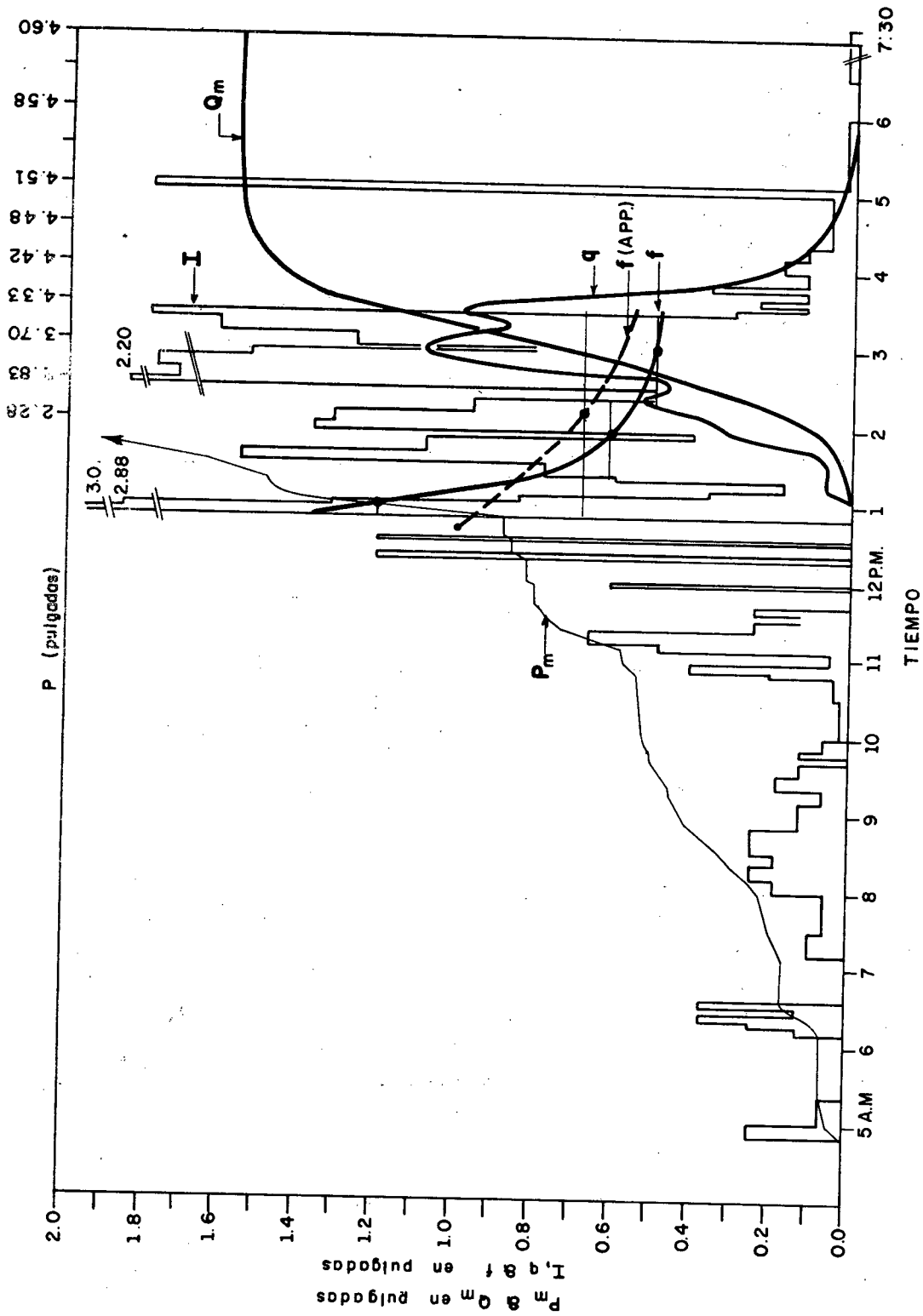


Figura 17 b. Cuenca W - I, Edmardsville, Illinois; Tormenta del 17 de Julio de 1938.
Infiltración por el Método Block.

infiltración es planteado en el punto medio del período de oportunidad (período de oportunidad se define como el período de exceso de precipitación con la cantidad de escurrimiento que está representado por el área debajo de esa porción del hidrograma la cual puede ser atribuida definitivamente al total de exceso de precipitación) y a través de éste pasa una curva arbitraria como se muestra en la Fig. 17 (a) con línea de puntos. Con la curva aproximada planteada en un diagrama (I) de intensidad de precipitación, el período aproximado de tiempo dentro del cual la precipitación ocurre a intensidades mayores que la capacidad de infiltración, puede determinarse. Los distintos picos del hidrograma son entonces ubicados en el bloque de precipitación que los produce y se indican por A, B y C en la Fig. 17 (a). Para cada bloque, el promedio de tasa de infiltración se encuentra usando el índice ϕ . Se dibuja una curva suave (por ejemplo curva f) juntando los puntos en el centro de duración de la infiltración para cada bloque. De esta manera Horner y Lloyd intentaron superar el problema de establecer relaciones de retención. La deducción de la curva de la tasa de infiltración por el método de bloque para una tormenta en una cuenca con área de 27 acres⁽³⁴⁾, se indica en la Fig. 17 (b).

Los errores inherentes en este acercamiento surgen de la estimación de tiempo que el desagüe opera a la capacidad de infiltración y la suposición de una forma cierta del limbo de recesión del hidrograma para estimar la escurrimiento superficial de cada bloque de precipitación. El método puede usarse solamente bajo esas circunstancias poco frecuentes cuando los datos de precipitación y escurrimiento son arreglados para satisfacer los requisitos dados en la parte 1 de esta sección.

4.3 Método del Tiempo de Condensación.

La infiltración total a cualquier tiempo puede darse por la siguiente ecuación

$$P_m - Q_m = F_m + V_d + I_s + D_a \dots \dots \dots (4.13) (a)$$

$$(F_m + V_d + I_s) = P_m - Q_m - D_a \dots \dots \dots (4.13)(b)$$

Supongamos que

$$F_m + V_d + I_s = R \dots \dots \dots (4.13)(c)$$

donde P_m es la precipitación total, Q_m es la escorrentía total, R las retenciones, D_a es el almacenamiento de detención, V_d es el almacenamiento de depresión, I_s es el almacenamiento de intercepción y F_m es la infiltración total. En la Ec. 4.13 (b), I_s es tomada como constante y puede ser asumida. V_d es aproximada como se describe más adelante. Para evaluar F_m , debe conocerse D_a . En el método del tiempo de condensación, D_a se elimina utilizando datos de precipitación con por lo menos dos o más puntos correspondientes a cero o insignificante detención superficial D_a en la curva de escorrentía total. Cuando D_a es insignificante, F_m será igual a $(P_m - Q_m - V_d - I_s)$ y si V_d e I_s son conocidos, puede calcularse F_m . El método de condensación de tiempo se describe así:

El concepto de "tiempo de condensación" en estudios de infiltración fue introducido por primera vez por Sherman⁽⁹¹⁾. El intentó que este estudio sea usado durante períodos de tasa de precipitación baja. Holtan⁽³²⁾ extendió este concepto y adoptó una tasa constante de precipitación durante toda la tormenta, por ejemplo, la curva de volumen es una línea recta. La duración de la tormenta se reduce hasta conseguir la precipitación total observada a la tasa supuesta. La pendiente de la curva de volumen de precipitación condensada puede tener cualquier pendiente, la cual representa el promedio de la tasa de lluvia más alta para cualquier período de aproximadamente 10 ó más minutos. La condensación de precipitación total en la línea recta es realizada con sólo dibujar la línea recta como se indicó con P_{mc} en la Fig. 18.

El volumen de escorrentía es ploteado de la misma escala condensada como precipitación. Se obtiene ploteando varios valores del volumen de escorrentía con la escala condensada inmediatamente debajo del valor relacionado del volumen de escorrentía y el volumen de escorrentía dibujado es in

dicado como Q_{mc} . Con referencia a la Fig. 18, el procedimiento para condensar P_m así como también Q_m es explicado por medio de la consideración de los puntos p' en la curva P_m y p'' en la curva Q_m . El valor de P_m en p' en la curva P_m es condensado y el valor correspondiente de la escala condensada es indicado como p'_c en la curva P_{mc} . En forma similar, el valor de Q_m en p'' exactamente debajo de p' , es condensado y el valor correspondiente de la misma escala condensada se indica, como p''_c en la curva Q_{mc} justo debajo de p'_c . Durante períodos de tasas de escorrentía bajas o iguales a cero D_a es insignificante y en consecuencia Q_m es igual a $P_m - R$. Si se obtienen tres o más de dichos puntos a tasa de escorrentía cero, la curva de $P_m - R$ puede estimarse rápidamente y bastante satisfactoriamente por ajuste de una curva que pasa a través de estos puntos y proyectándolos hacia cero con una curva tura que aumenta gradualmente hasta que pasa a través de cero al comienzo del exceso de la precipitación en la escala condensada. En caso de tasa de capacidad de infiltración constante, no será necesaria o posible ninguna curvatura. En la Fig. 18 esta curva es designada como $(P_m - R)_c$. La curva $(P_m - R)_c$ puede extenderse a la escala de tiempo normal, por el procedimiento reverso, exacto al indicado anteriormente. Con referencia a la Fig. 18, el procedimiento para expansión de $(P_m - R)_c$ a una escala normal es explicada considerando el punto p'_{1c} en la curva P_{mc} y el punto correspondiente p''_{1c} en la curva $(P_m - R)_c$. p'_1 en la curva P_m , corresponde a p'_{1c} . También p''_1 está exactamente debajo de p'_1 . La curva expandida es designada $(P_m - R)$. La curva de retención se obtiene restando la curva $(P_m - R)$ de la curva P_m que ha sido ploteada como R . Otra vez la curva R debe dividirse en dos partes; que son V_d y F_m (I_s es cero en este caso).

El mejor criterio sobre el cual puede basarse la forma y posición de la curva F_m , es la asunción de que V_d debe alcanzar su valor máximo durante todos los períodos de escorrentía máxima. Estos períodos pueden reconocerse fácilmente por la pendiente de la sección pertinente de precipitación (P_m) o escorrentía (Q_m). V_d será en parte o totalmente agotada durante períodos de menor o ninguna tasa de escorrentía en circunstancias de tasas considerable de infiltración pero por otra parte puede que la infiltración sea

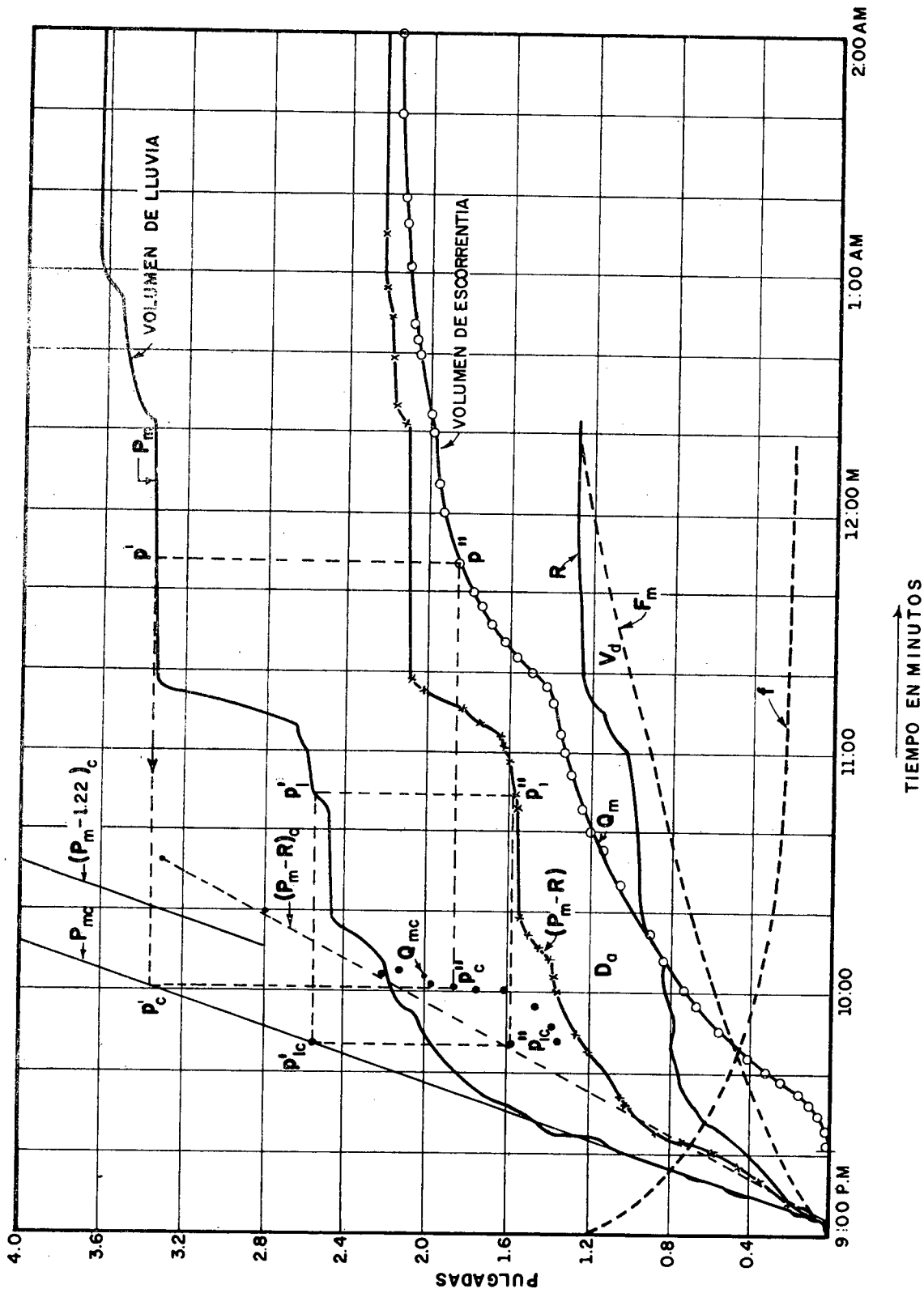


Figura 18. Infiltración estimada por el Método de Condensación - Tiempo.

muy baja (la curva F_m es plana), y mantenga su capacidad aún después de la duración de la esorrentía. Este es un tema para una cuidadosa observación en lo que al analista se refiere. Como se indicó en la Fig. 18 se dibuja u na curva aproximada F_m , después de tomar en consideración los factores mencionados anteriormente. La pendiente de la curva F_m es la tasa de infiltración f . En la figura se muestra también la curva f .

El método en general encara la derivación de una curva f por medio de la reunión de las curvas f parciales sobre las bases de tormenta uniforme. El procedimiento no tiene sólidas bases teóricas y debe ser considerado de acuerdo a Sherman⁽⁹²⁾ como algo temporal que puede ser empleado cuando no hay mejores métodos disponibles.

4.4 Método de Relación de Detención - Caudal.

El método de relación de detención - caudal para determinar la tasa de infiltración tiene bases teóricas relativamente buenas. Refiriéndose a la Ec. 4.13(a) la infiltración total F_m puede ser calculada si son conocidos V_d , I_s y D_a . Ya se ha señalado que la tarea principal es la determinación de D_a . Se ha visto fácilmente que la descarga en la estación de aforo deberá guardar alguna relación con el agua almacenada en la cuenca. Se intenta de sarrollar una relación entre el almacenamiento de detención D_a y la esco - rrentía q . La relación entre el almacenamiento de retención D_a y la esco - rrentía q se conoce como "relación de detención - caudal". Esta relación utiliza en análisis de hidrogramas para deducir la curva de infiltración pa ra una tormenta dada y de ahí el nombre de "método de relación de detención - caudal". La relación entre q y D_a se establece con la curva de recesión del hidrograma o con el hidrograma completo. En el método de relación de deten ción-caudal F_m en la Ec. 4.13 (b) se determina así:

En el caso de experimentos en parcelas con aspersores^(23, 86) I_s es ce ro. El volumen total de la curva ($P_m - Q_m$) se muestra en la Fig. 19 (c). El almacenamiento de depresión V_d se estima aproximadamente por una lectura cuidadosa de los caracteres del hidrograma. En la Fig. 19 (a), V_d comienza

a un tiempo desconocido t_v , aumentando a un máximo alrededor de t_m , era cons tante hasta t_e y disminuyó gradualmente a cero a un tiempo t_z desconocido. Generalmente el almacenaje de depresión se toma a menos de 1/4 de pulgadas (pero esto no es una regla)⁽⁴²⁾. El período de recesión, después del cese de la lluvia, se usa para determinar la cantidad de detención D_a y su relación con la rata de escorrentía q . La curva q vs D_a (Fig. 19(b)) en este caso preparada, se supone sea válida para todo el hidrograma y es usada para calcular el almacenamiento de detención para cualquier valor de q . Las longitudes de tiempo requeridas para cambios en D_a da guías para las longitudes de tiempo requeridas para la acumulación de V_d y sus disminuciones hasta cero después que cesa de llover. En base a estas consideraciones, la curva F_m de la Fig. 19(c) es bosquejada en una distancia igual a V_d debajo de la curva $F_m + V_d$. En el ejemplo actual t_v es elegida como 26 min. y el máximo de V_d es igual a 0.1 pulgadas. Antes de t_v , la capacidad de infiltración es intermedia, pero la infiltración actual es igual a la tasa de precipitación. Después de " t_e " la tasa de infiltración es menor que la ta sa de capacidad. La tasa de infiltración " f " puede obtenerse tomando la pendiente de la curva F_m como se indicó en la Fig. 19(c).

En el caso de áreas naturales pequeñas, Sharp y Holtan^(13, 42, 87) establecieron relaciones entre q vs D_a por medio de un bosquejo de ensayo de la curva $F_m + V_d + I_s$ bajo la curva $(P_m - Q_m)$ como se muestra en la Fig. 20(c). El almacenaje de intercepción I_s se supone que es constante. Los valores tentativos de D_a de la ecuación

$$D_a = P_m - Q_m - (F_m + V_d + I_s) \dots \dots \dots (4.14)$$

son ploteados contra los valores de q correspondientes en un gráfico logarítmico (Fig. 20(b)). Comparando los picos y caídas (Fig. 20(a)), el re tardo entre D_a y q es mantenido. Un gráfico logarítmico en línea recta de la relación q vs D_a tiene una ecuación de la forma

$$q = a (D_a)^n + q_0 \dots \dots \dots (4.15)$$

donde q , q_0 y n son constantes. Esta relación está basada en la fórmula de Manning para velocidad, ya que:

$$q = A \frac{1.486}{n} \cdot R^{2/3} \cdot S_e^{1/2} \dots \dots \dots (4.16)$$

puede escribirse así

$$q = K (D_a)^n \dots \dots \dots (4.17)$$

Un gráfico de q y D_a en escala log. dará una línea recta. Entonces se dibuja una línea recta promediando los puntos irregulares (Fig. 20(b)). Los valores D_a calculados de esta línea son restados de los valores $(P_m - Q_m)$ en valores correspondientes de q para obtener valores $F_m + I_s + V_d$. Cuando se observa una gran diferencia entre los nuevos valores $F_m + I_s + V_d$, puede justificarse un segundo ensayo usando los nuevos valores de $F_m + I_s + V_d$. Los valores de V_d y I_s son supuestos y se restan de $F_m + I_s + V_d$ para obtener la curva F_m . La tasa de infiltración "f" puede obtenerse tomando la pendiente de la curva F_m como se indica en la Fig. 20(c).

De observaciones de cuencas de drenaje actuales, se sabe que el almacenaje no es una función simple del valor de la descarga; tampoco es una función de la descarga solamente, cuando hay caudal de entrada en la cuenca. Si el almacenaje del canal se grafica directamente en contra de la descarga, se formará un circuito cerrado (histéresis) ya que por una cantidad dada de almacenaje la descarga será menor del lado de aumento del hidrograma que en el lado descendiente. Para evitar la formación de éstos, Johnstone y Cross⁽⁴²⁾ sugirieron un método para estimar el almacenaje del canal. Este método fue adoptado para la cuenca del río Muskingum. De acuerdo a este método, la información derivada del lado de disminución del hidrograma puede aplicarse al lado de aumento si el almacenaje correspondiente a una descarga q_1' en la recesión a un tiempo t es graficado contra la media geométrica de q_1' y la descarga q_2' después de un intervalo de tiempo Δt , por ejemplo, en tiempo $t + \Delta t$. (Δt es tomado igual a 30 veces la raíz cuadrada del área de drenaje en millas cuadradas). Está establecido que dicho gráfico eliminará la formación de una curva cerrada cuando se grafican almacenaje y descarga. Para una tormenta en

la Cuenca Wills Creek, se da en la Fig. 21 un gráfico de almacenaje contra la media geométrica de q_1' y q_2' . Puede verse que el gráfico no es simple porque es todavía una curva cerrada. El defecto principal en el método de la retención - caudal es que está basado en una relación de detención - caudal la cual es conocida como poco satisfactoria.

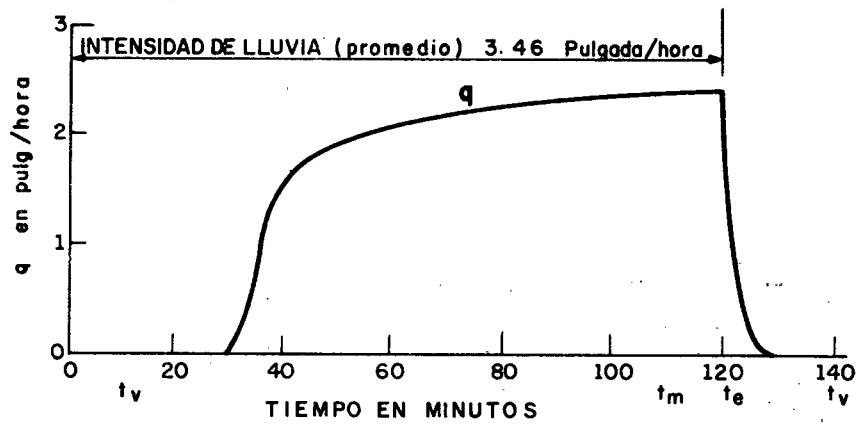


Figura 19 a. Lluvia y escorrentía sobre una parcela regada de 6,6' x 33.0'.

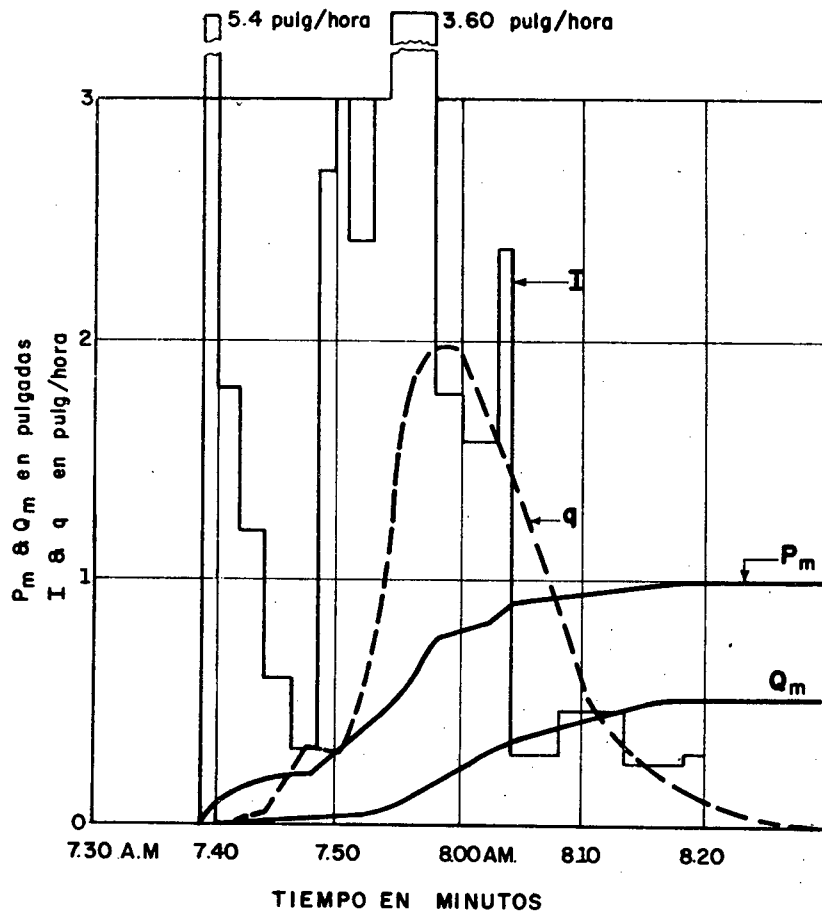


Figura 20 a. Lluvia y escorrentía sobre un área natural y pequeña.

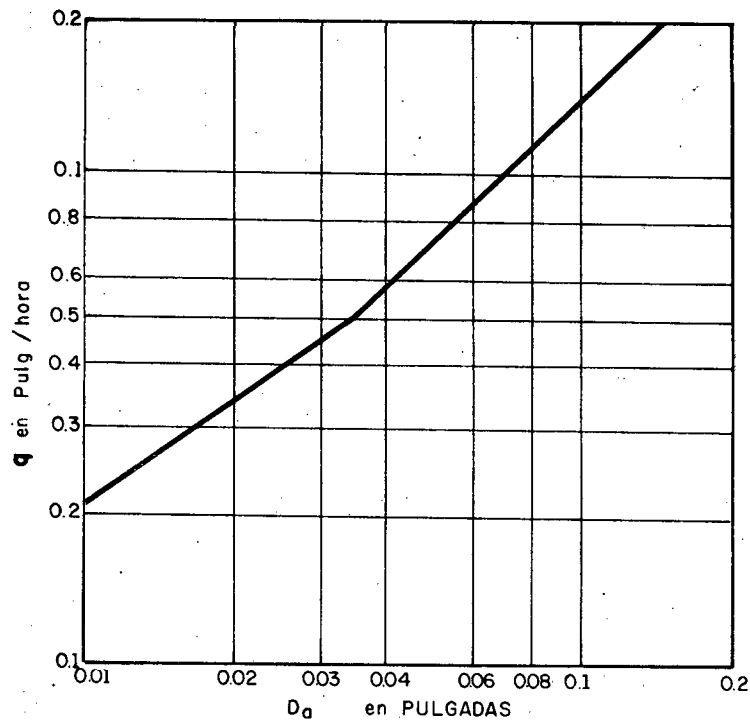


Figura 19 b. Gráfico de D_a vs. q .

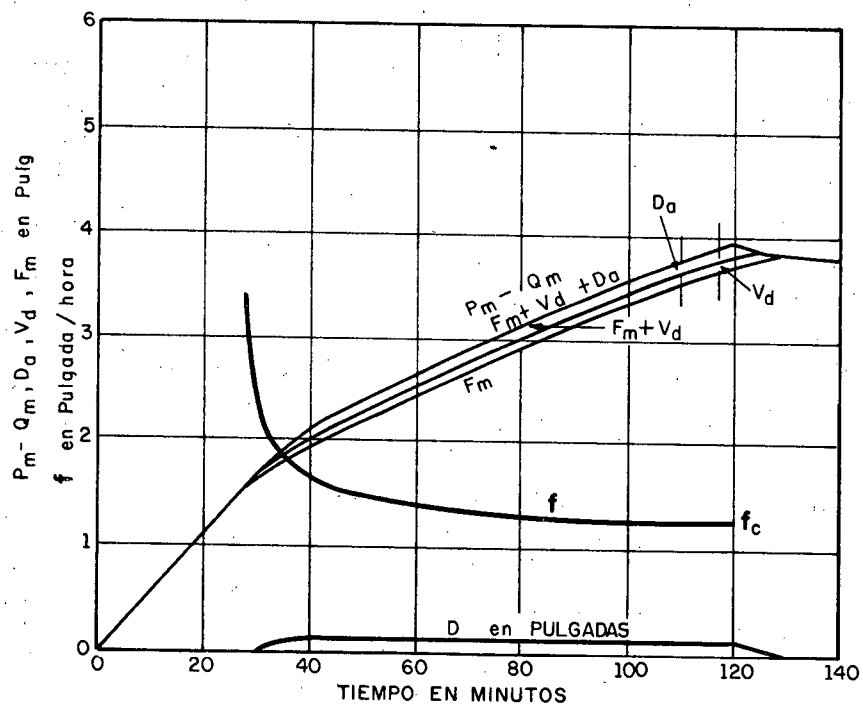


Figura 19 c. Gráfico de $(P_m - Q_m)$, D_a , V_d y F_m vs. t y f vs. t .

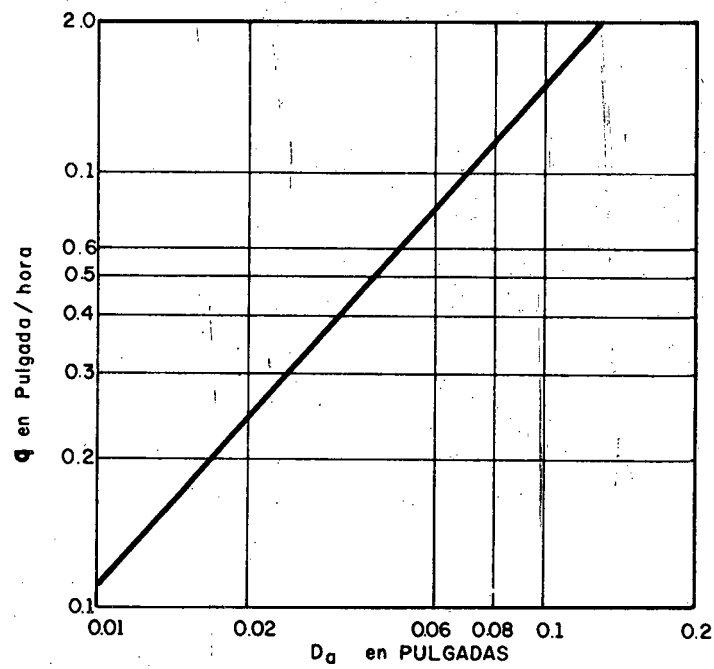


Figura 20' b. Gráfico de D_a vs. q .

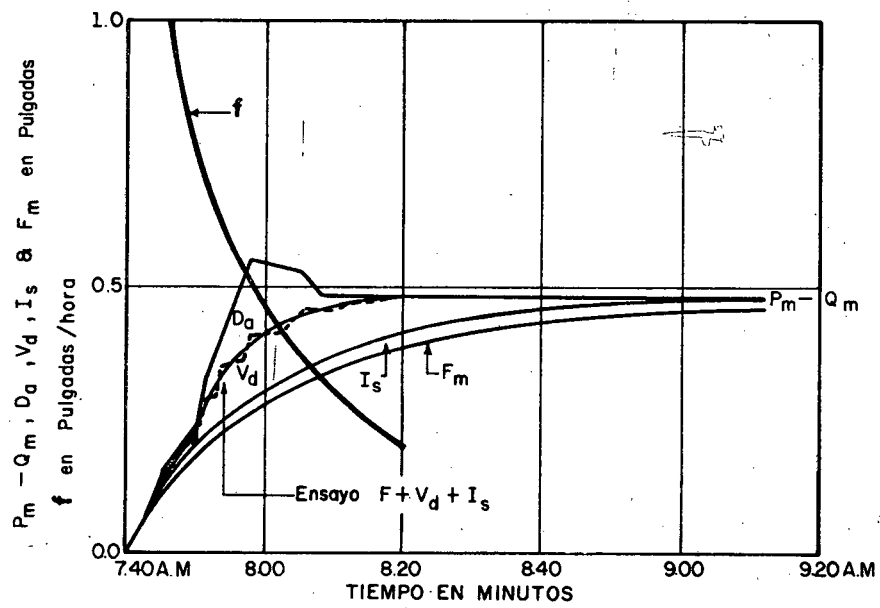


Figura 20 c. Gráfico de $(P_m - Q_m)$, D_a , I_s y F_m vs. t y f vs. t .

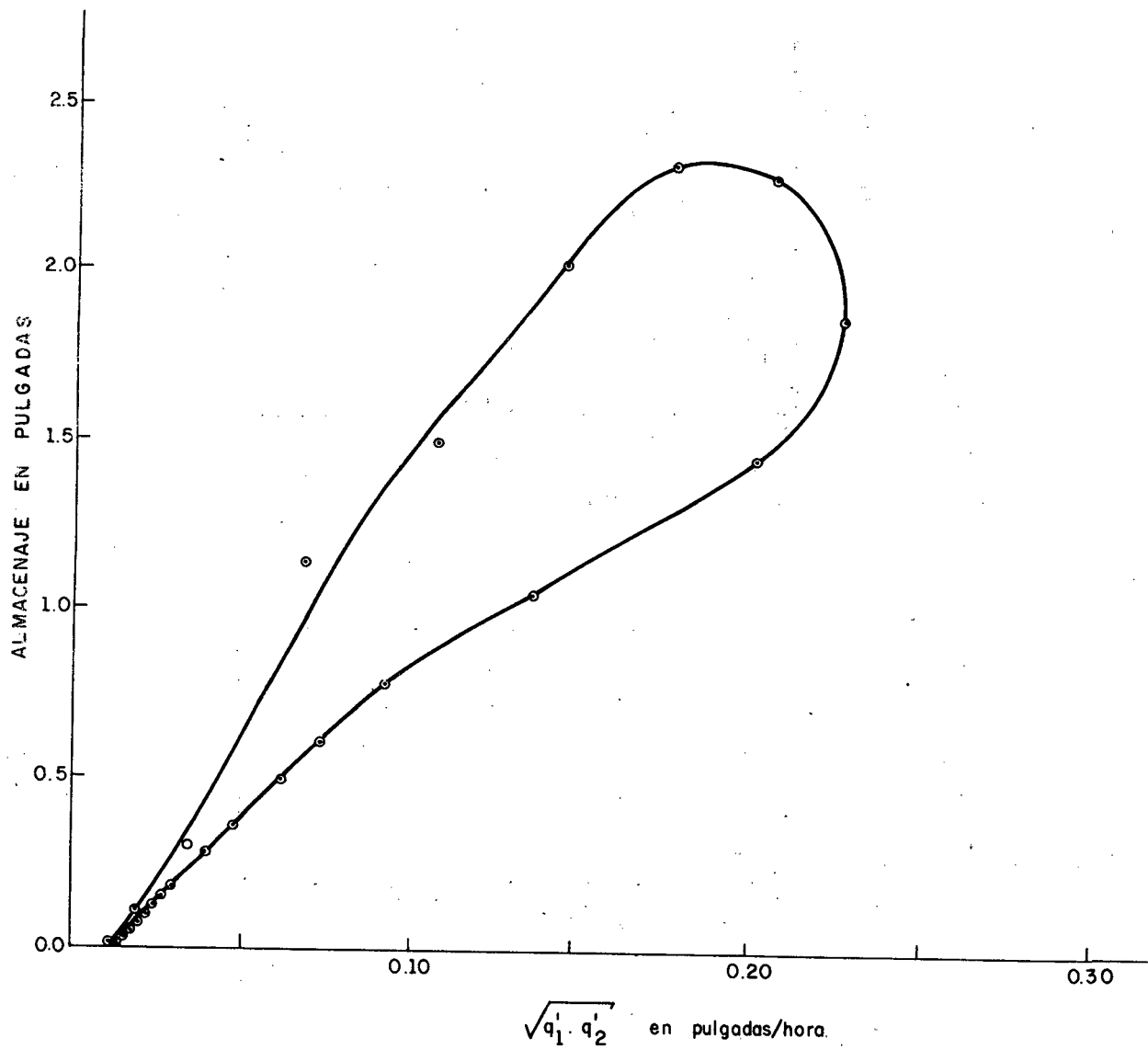


Figura 21. Cuenca Wills Creek; Tormenta del 16 - 18 de Marzo, 1936.

P A R T E I I

5. ALCANCE ANALITICO A LA INFILTRACION.

5.1 Generalidades.

Un estudio cuidadoso de las ineficiencias en el "método de relación de detención - caudal" (Cap. 4.3) revela que una relación mejorada entre el almacenamiento de detención y la descarga que sea aplicable para todo el hidrograma mejorará la seguridad en los resultados. Los hidrólogos que trabajan en relaciones de escorrentía y lluvia, han intentado desarrollar expresiones para almacenamiento en términos de descarga en la estación de aforo y otras variables. Las siguientes son algunas de las ecuaciones propuestas:

$$\text{Zoch}^{(108)} \quad \underline{S = Kq} \quad (5.1)$$

$$\text{Muchos autores} \quad \underline{S = Kq^n} \quad (5.2)$$

$$\begin{array}{l} \text{Cuenca de río} \\ \text{Meyer y Muskingum}^{(42, 110)} \end{array} \quad \underline{S = \Delta T \sqrt{q(q + \Delta q)}} \quad (5.3)$$

(procedimiento gráfico)

$$\text{Laurenson}^{(51)} \quad \underline{S = K(q)q} \quad (5.4)$$

$$\text{McCarthy}^{(7, 16, 50, 62)} \quad \underline{S = K [xi + (1-x)q]} \quad (5.5)$$

$$\text{Kulandaiswamy}^{(47)} \quad \underline{S = \sum_{n=0}^N a_n \frac{d^n q}{dt^n} + \sum_{m=0}^M b_m \frac{d^m I}{dt^m}} \quad (5.6)$$

Los méritos de estas ecuaciones han sido discutidas en literatura hidrológica en relaciones de escorrentía y lluvia y tránsito de crecidas^(12, 13, 14, 51, 55, 56, 57, 63, 64, 65, 109)

5.2 Método Propuesto.

5.2.1 Ecuación de Almacenaje.

En el método propuesto⁽⁴⁸⁾ se hace uso de la ecuación de almacenaje general derivada por Kulandaiswamy⁽⁴⁷⁾. En la Ec. 5.6, S es el almacenaje de detención y el incremento en el almacenaje del canal debido a la escorrentía superficial, q es la tasa de escorrentía superficial, I es la tasa de exceso de precipitación y a_n 's y b_m 's son funciones de q , I y sus derivadas o constantes. De un estudio detallado de la Ec. 5.6 se muestra⁽⁴⁷⁾ que se obtienen resultados satisfactorios si los valores de N y M son limitados a dos y uno respectivamente. La ecuación resultante es:

$$S = a_0 q + a_1 \frac{dq}{dt} + a_2 \frac{d^2 q}{dt^2} + b_0 I + b_1 \frac{dI}{dt} \quad (5.7)$$

Los detalles de las derivadas de la Ec. 5.6, la aplicación de la Ec. 5.7 a las tormentas actuales en cuencas y las discusiones de los resultados obtenidos son dados en otra parte⁽⁴⁷⁾. Kulandaiswamy mostró que la Ec. 5.7 reproduce satisfactoriamente las curvas de almacenaje. Ploteos de almacenaje actual y calculado usando la Ec. 5.7 se da en las Fig. 24 a 27 para tormentas de la cuenca Ashbrook, N. Br. cuenca del Río Potomac, cuenca Formcreek y Cuenca 97, Coshocton, Ohio. Las curvas de almacenaje para 4 tormentas en la cuenca Wills Creek son dadas en las Fig. 28 a 31.

5.2.2 Determinación de Coeficientes.

Los coeficientes a_0 , a_1 , a_2 , b_0 y b_1 deben ser determinados si la Ec. 5.7 se aplica a cualquier cuenca. Estos en lo sucesivo se referirán como coeficientes "a" y "b". Los coeficientes pueden ser constantes o funciones. Kulandaiswamy ha mostrado⁽⁴⁷⁾ que los coeficientes "b" pueden considerarse como constantes para una cuenca y que los coeficientes "a" pueden ser considerados como funciones del pico de escorrentía superficial q_p . Para un hidrograma dado, el valor de q_p es fijado y entonces los coeficientes "a" pueden también ser tratados como constantes para una tormenta dada, aun

que varían en una cuenca de tormenta en tormenta. Para un exceso dado de lluvia e hidrograma de escorrentía superficial, los coeficientes "a" y "b" pueden determinarse por el método de los mínimos cuadrados así:

Paso 1. El hidrograma de escorrentía y el hietograma efectivo se dividen a intervalos de duración Δt . Dado que el hietograma efectivo está dado en forma de barras, la unidad de duración de Δt adoptada tendrá que ser la misma unidad de duración del hietograma efectivo.

Paso 2. A cada punto de tiempo se lee el valor de I y q . Los valores de dI/dt , dq/dt y d^2q/dt^2 son calculados. Las derivadas de q e I se obtienen por métodos numéricos. Para calcular dI/dt , la diferencia de I entre dos intervalos es tomada como el cambio de I en el intervalo Δt .

Paso 3. El valor del almacenaje S_a real es calculado en cada sección usando la relación

$$S_a = \int I dt - \int q dt \dots \dots \dots (5.8)$$

Paso 4. En cada sección del hidrograma, se establecen ecuaciones lineales para almacenamiento. Los coeficientes "a" y "b" se determinan por el método de los mínimos cuadrados.

Paso 5. Los pasos 1 a 4 pueden repetirse en cada tormenta. Un ploteo de cada uno de estos coeficientes contra q_p se hace para una cuenca y estas curvas se usan para obtener los valores constantes de b_0 y b_1 y los valores de a_0 , a_1 y a_2 para cualquier valor dado de q_p . Un diagrama de los coeficientes contra q_p está dado para la cuenca Wills Creek en las Fig. 22 y 23. Las tormentas en esta cuenca se usan más adelante para verificar el método propuesto para determinar la tasa de infiltración.

En cualquier instante de tiempo los valores de q , I y sus derivadas pueden determinarse del hidrograma de escorrentía superficial y del mapa pluviométrico real. Si se conocen los coeficientes "a" y "b", los valores de almacenaje en este momento pueden calcularse fácilmente. Los ploteos de almacenaje real y calculado usando el procedimiento bosquejado en los pasos 1 a 5 se dan en las Fig. 24 a 31.

5.2.3 Determinación de la Tasa de Infiltración.

La ecuación de almacenaje dada en la Ec. 5.7 puede usarse con ventaja para calcular la curva de abstracción total y la curva de tasa de abstracción. De estas curvas la curva de infiltración total y la curva de tasa de infiltración pueden obtenerse si se estiman las pérdidas debidas a otras causas. Las tormentas para las cuales hay datos de escorrentía disponibles para la cuenca en consideración se analizan usando la Ec. 5.7. Las curvas que relacionan los coeficientes "a" y "b" con q_p se preparan usando el procedimiento indicado anteriormente. Los valores promedios de los coeficientes "b" se determinan. Para obtener el hietograma efectivo para el análisis anterior, la pérdida de infiltración puede determinarse usando cualquiera de los métodos existentes. El uso del índice ϕ será satisfactorio en ausencia de otro mejor. Habiendo tenido los valores de los coeficientes "b" y curvas para los coeficientes "a" de la cuenca, puede determinarse la tasa de infiltración para una tormenta en particular así: (Fig. 28 a 31)

Paso 1. Del hietograma para la tormenta se determina la escorrentía superficial usando cualquiera de los métodos en uso para separación. Se plotea la curva total de escorrentía superficial Q_m .

Paso 2. Se plotea la curva total de precipitación, P_m para la tormenta. Si F_m es la curva total de infiltración, V_d el almacenaje de depresión, S es el almacenaje de detención e incremento en el almacenaje del canal, y E_m la curva total de intercepción y pérdidas de evaporación,

$$P_m - Q_m = S + F_m + E_m + V_d \quad \dots \dots \dots (5.9)(a)$$

o

$$P_m - Q_m = S + L_m \quad \dots \dots \dots (5.9)(b)$$

donde L_m representa la curva total de pérdidas o abstracciones dadas por

$$L_m = F_m + E_m + V_d \quad \dots \dots \dots (5.9)(c)$$

Paso 3. En cualquier punto de tiempo, los valores de P_m y Q_m son conocidos. Si S es conocida, puede plotearse la curva L_m . Si se restan de la curva L_m las pérdidas debidas a almacenaje de depresión, evaporación e intercepción, se obtiene la curva F_m . Si se puede suponer que las pérdidas debidas a la evaporación e intercepción durante la tormenta son insignificantes, la tasa de pérdida total o tasa de abstracción puede aproximarse a la tasa de infiltración. Entonces la pendiente de la curva L_m dará la tasa de infiltración. Dado que V_d puede suponerse que es constante, su inclusión en L_m no afecta su pendiente.

Paso 4. El valor de S es calculado así:

(a) Como un primer ensayo, la pérdida de infiltración se determina usando el índice ϕ . Se plotea el hietograma. Se calcula y plotea la curva L_m .

(b) Del hidrograma de esorrentía superficial se lee el valor de q_p . De las curvas de q_p vs coeficiente "a" se determinan a_0 , a_1 y a_2 .

(c) Usando los valores de q , dq/dt y d^2q/dt^2 del hidrograma de esorrentía superficial e I y dI/dt del hietograma de lluvia efectiva, se calcula el almacenaje a intervalos regulares usando la Ec. 5.7.

Paso 5(a) Usando el almacenaje obtenido en el último paso L_m es calculado de la Ec. 5.9 b y se plotea la nueva curva L_m .

(b) La nueva curva L_m es calculada con la anterior. Si la diferencia es grande, la tasa de abstracción se determina tomando la pendiente de la nueva curva L_m y se plotea el hietograma efectivo revisado.

(c) Se repiten los pasos 4c, 5a, y 5b hasta que la nueva curva L_m concuerde con la anterior.

Paso 6. La curva de tasa de abstracción se obtiene considerando las pendientes de la curva final L_m . Cuando las pérdidas de evaporación e intercepción son insignificantes, la tasa de abstracción puede aproximarse a la tasa de infiltración.

5.3 Verificación del Método.

Los datos para la verificación del método se obtienen de la publica-

ción del hidrograma individual en investigaciones de ingeniería hecho por el U.S. Army Corps of Engineers, Washington District⁽¹¹¹⁾. En la Tabla 5 se dan los detalles de las tormentas. La cuenca en estudio es el área de captación de Wills Creek en el Sistema del Río Potomac y la estación de aforo está cerca de Cumberland. La cuenca tiene un área de 247 millas cuadradas. Las tormentas en la cuenca han sido analizadas previamente y las curvas para a_0 , a_1 , a_2 , b_0 y b_1 han sido dadas por Kulandaiswamy⁽⁴⁷⁾. Estas curvas han sido usadas en este estudio (Figuras 22 y 23). Para cada una de las tormentas usadas para verificación del método, el caudal base se separa del hidrograma y se obtiene el hietograma efectivo usando el índice ϕ . Se plotean las curvas P_m y Q_m . Los valores del primer ensayo de almacenaje son calculados y se obtiene la curva L_m . De la curva L_m se plotea la curva de tasa de abstracción. Usando esta curva de tasa de abstracción se obtiene el nuevo hietograma y se repite el procedimiento hasta que los valores finales de L_m no difieren significativamente de los valores obtenidos en el ensayo anterior. Se observó que las sucesivas diferencias de las curvas L_m disminuyen rápidamente y que tres ensayos son adecuados para cada una de las cuatro tormentas analizadas. Las curvas de masa y las curvas de tasas de abstracción obtenidas en los tres ensayos son ploteadas para cuatro tormentas en las Fig. 28 a 31.

Puede verse que las curvas de abstracción las cuales son tratadas como curvas de tasa de infiltración, se parecen mucho a las obtenidas de estudios experimentales hechos por Neal⁽⁷³⁾, Holtan⁽³³⁾ y otros⁽¹⁰³⁾. Los resultados son consistentes y para cada tormenta los puntos diagramados dan una curva de infiltración bien definida. Dado que la ecuación de almacenaje usada en este método da el almacenaje para la porción creciente así como también para el período de recesión del hidrograma de escorrentía superficial, el método es relativamente preciso. El método directo y las decisiones arbitrarias por parte del que usa el método son evitadas. El método se presta a la computación; los cálculos para este estudio han sido efectuados utilizando Fortram II en una computadora IBM 1620.

TABLA 5.

DETALLES DE TORMENTAS, USADOS EN LA DETERMINACION DE LA TASA DE INFILTRACION.

Fecha en que hubo tormenta	Total de precipitacion (pulgadas)	Superficie de escorrentia (pulgadas)	Superficie de escorrentia pico (pulg/hora)	Tiempo al pico de superficie de escorrentia (horas)	Naturaleza del área de distribución de la tormenta
Mar. 16-18, 1936	5.394	3.332	0.2296	18	Uniforme
Abr. 24-26, 1937	3.200	2.025	0.1157	18	Casi uniforme
Oct. 27-28, 1937	3.319	1.300	0.0497	27	Uniforme
Abr. 4-5, 1941	1.593	0.765	0.0324	16	Casi uniforme

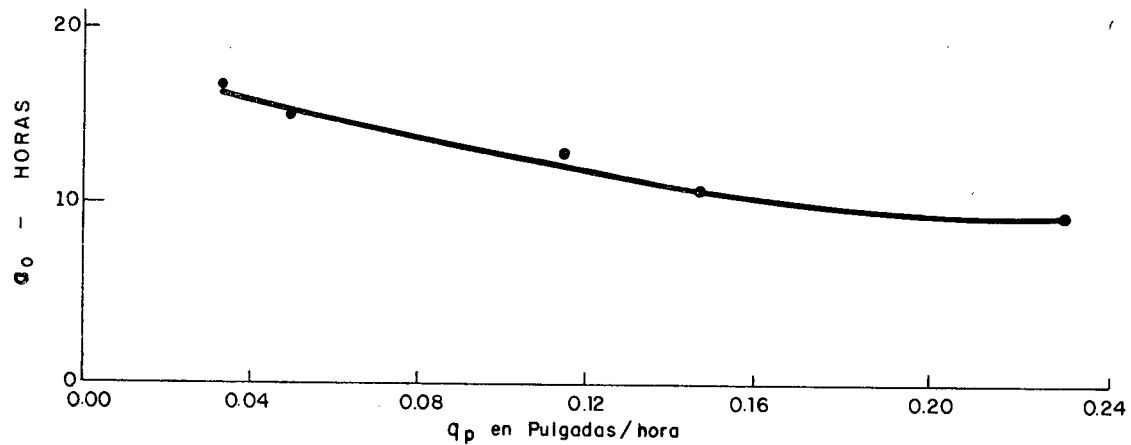
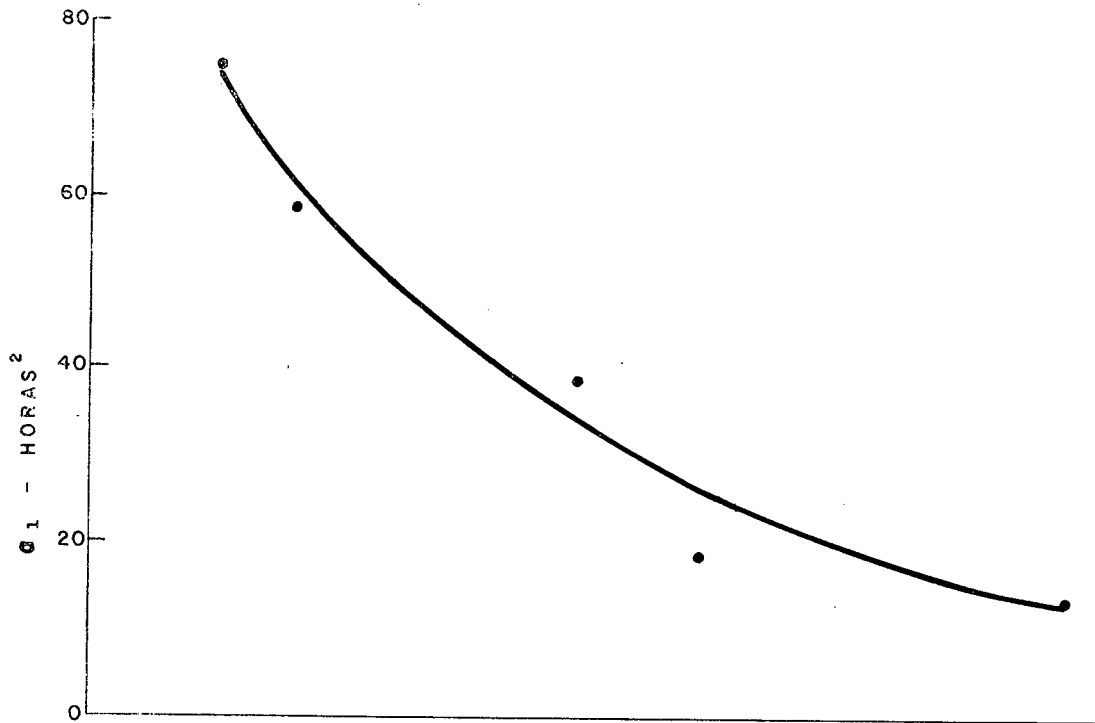
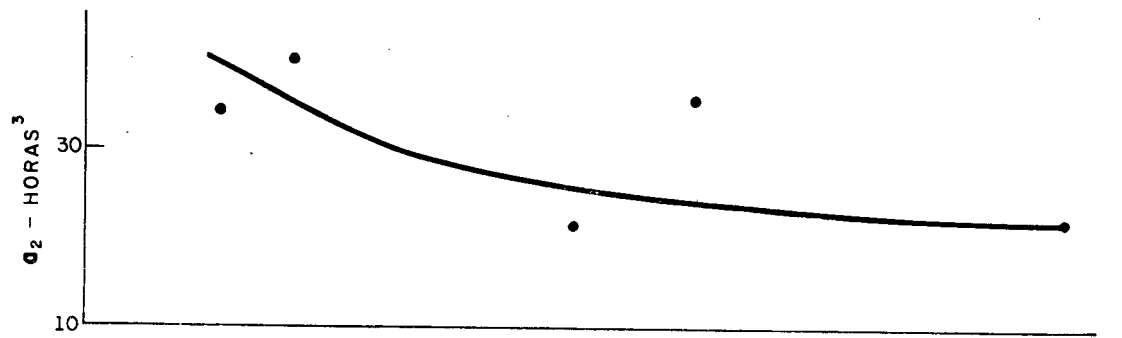


Figura 22. Cuenca Wills Creek; Gráfico de q_p vs a_0, a_1, a_2 .

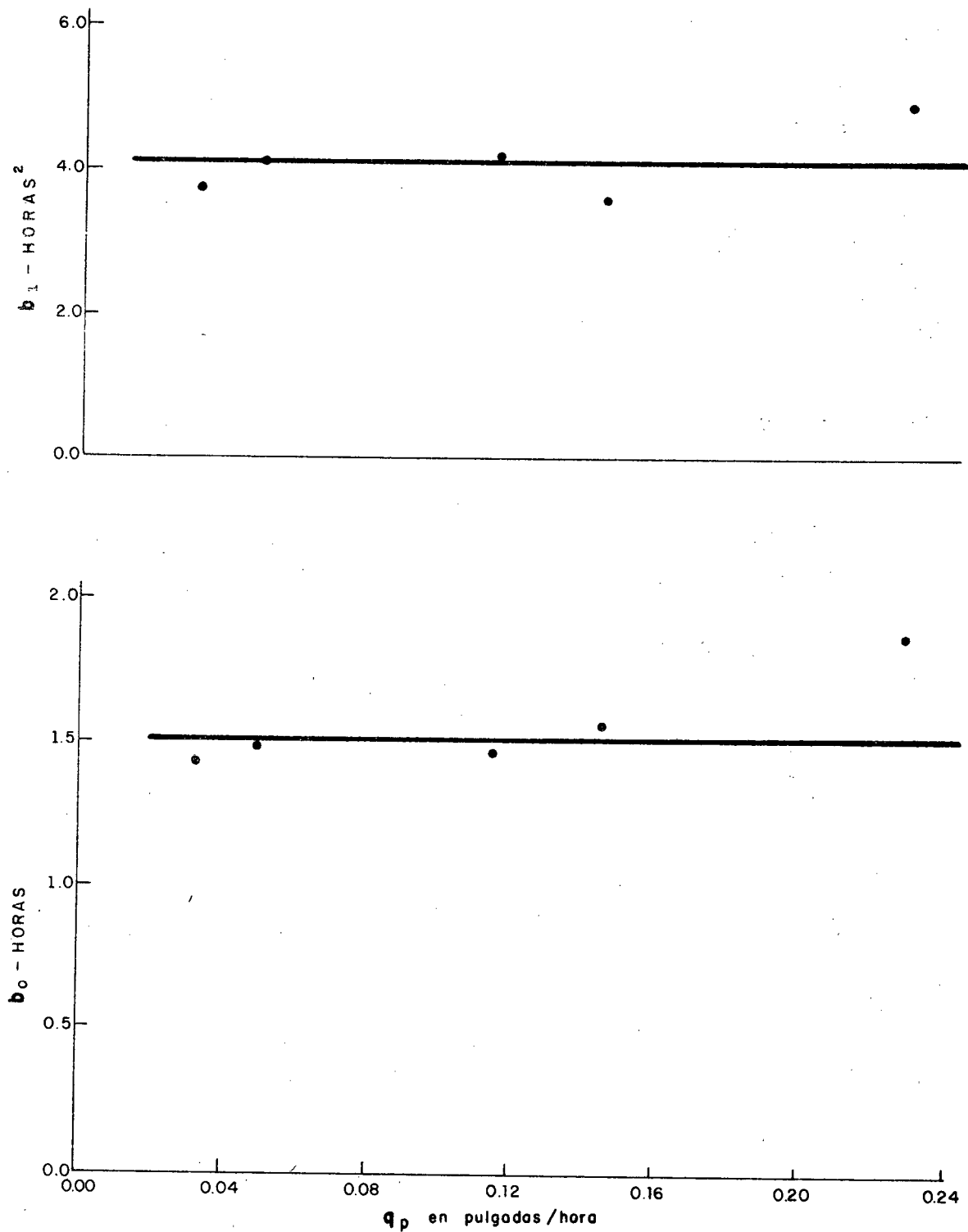


Figura 23. Cuenca Wills Creek; Gráfico de q_p vs. b_0 , b_1 .

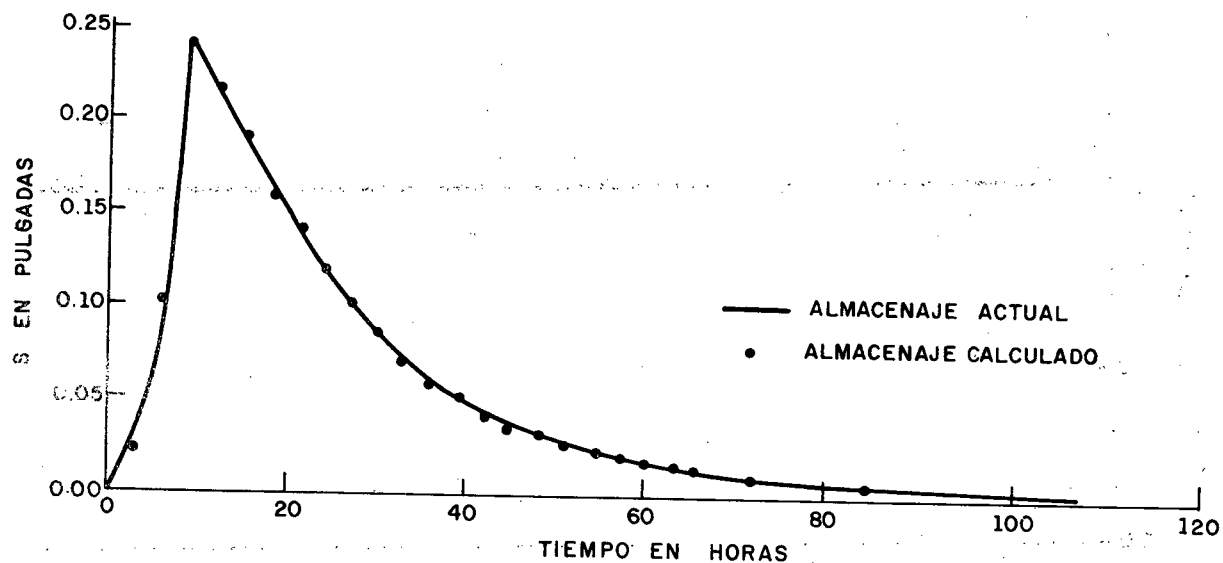


Figura 24. Cuenca Ashbrook; Tormenta del 26 de Marzo de 1941.

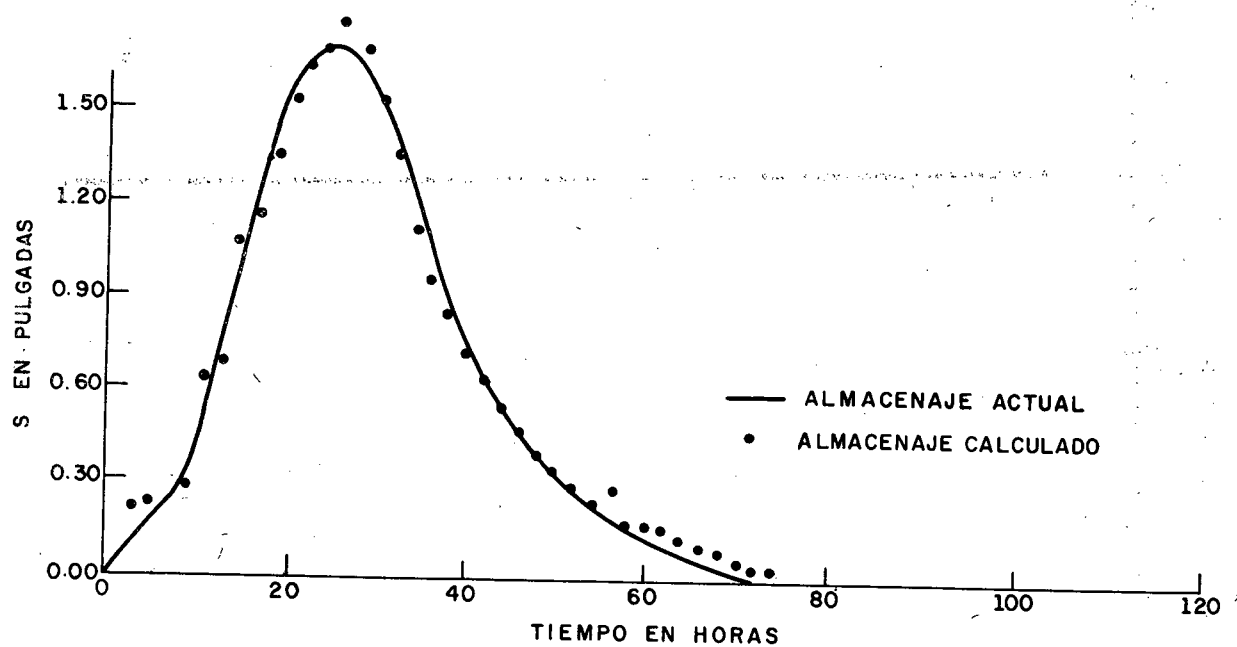


Figura 25. Cuenca del Río Potomac; Tormenta del 26 - 28 de Octubre, 1937.

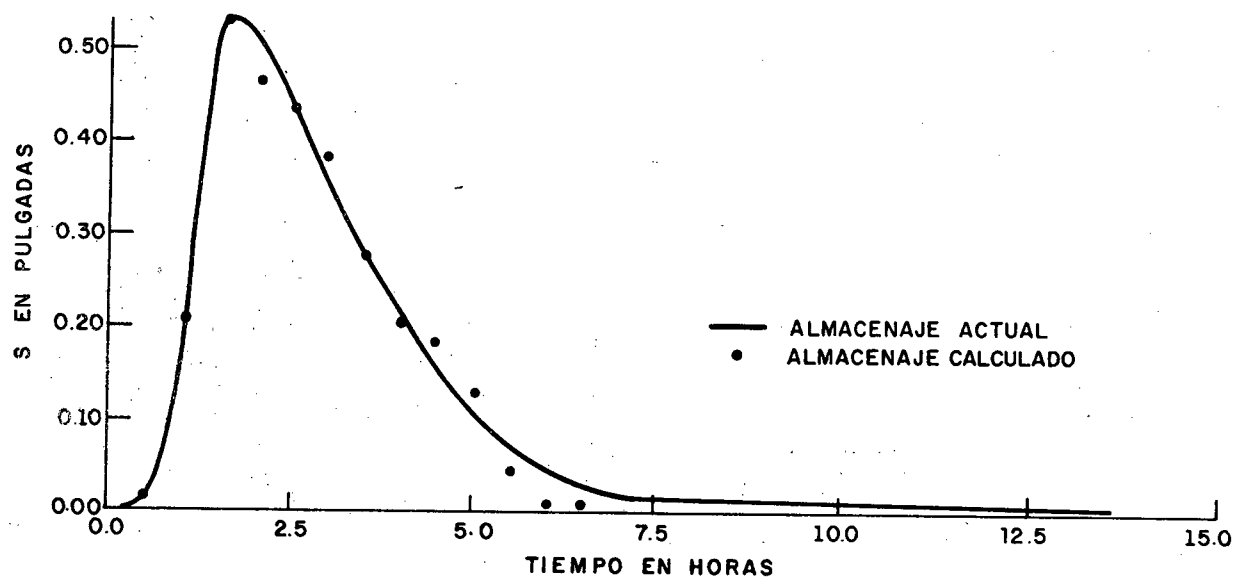


Figura 26. Cuenca Farm Creek; Tormenta del 3 - 4 de Agosto, 1943.

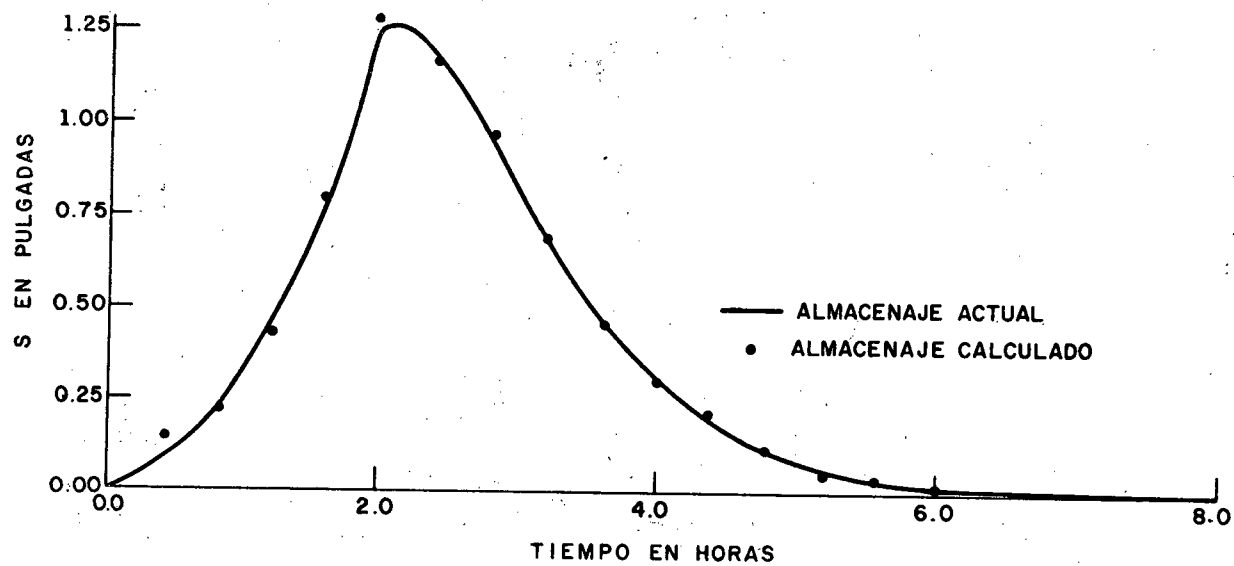


Figura 27. Cuenca 97, Coshocton, Ohio; Tormenta del 28 de Junio, 1957.

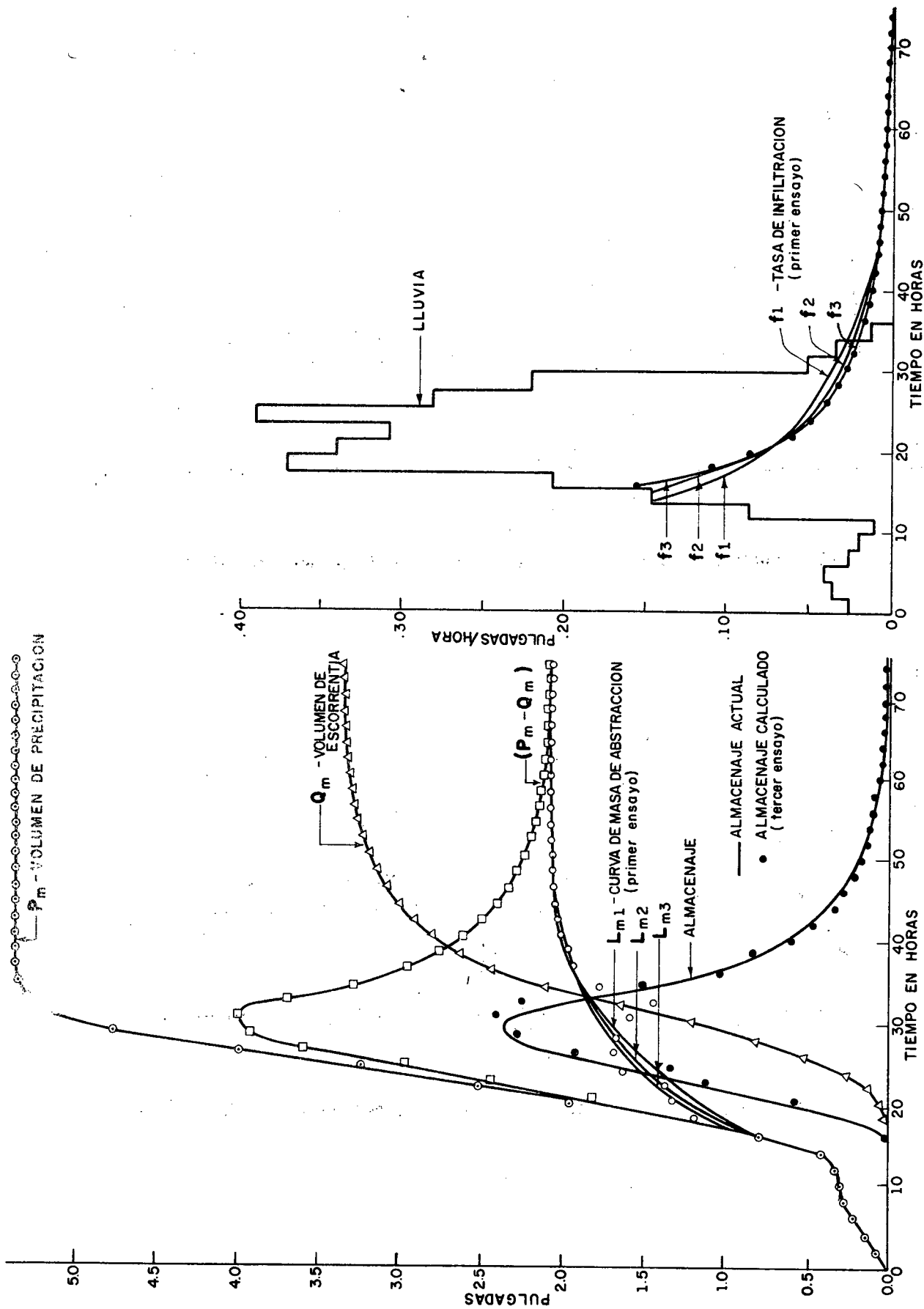


Figura 28. Cuenca Wills Creek; Tormenta del 16 al 18 de Marzo, 1936.

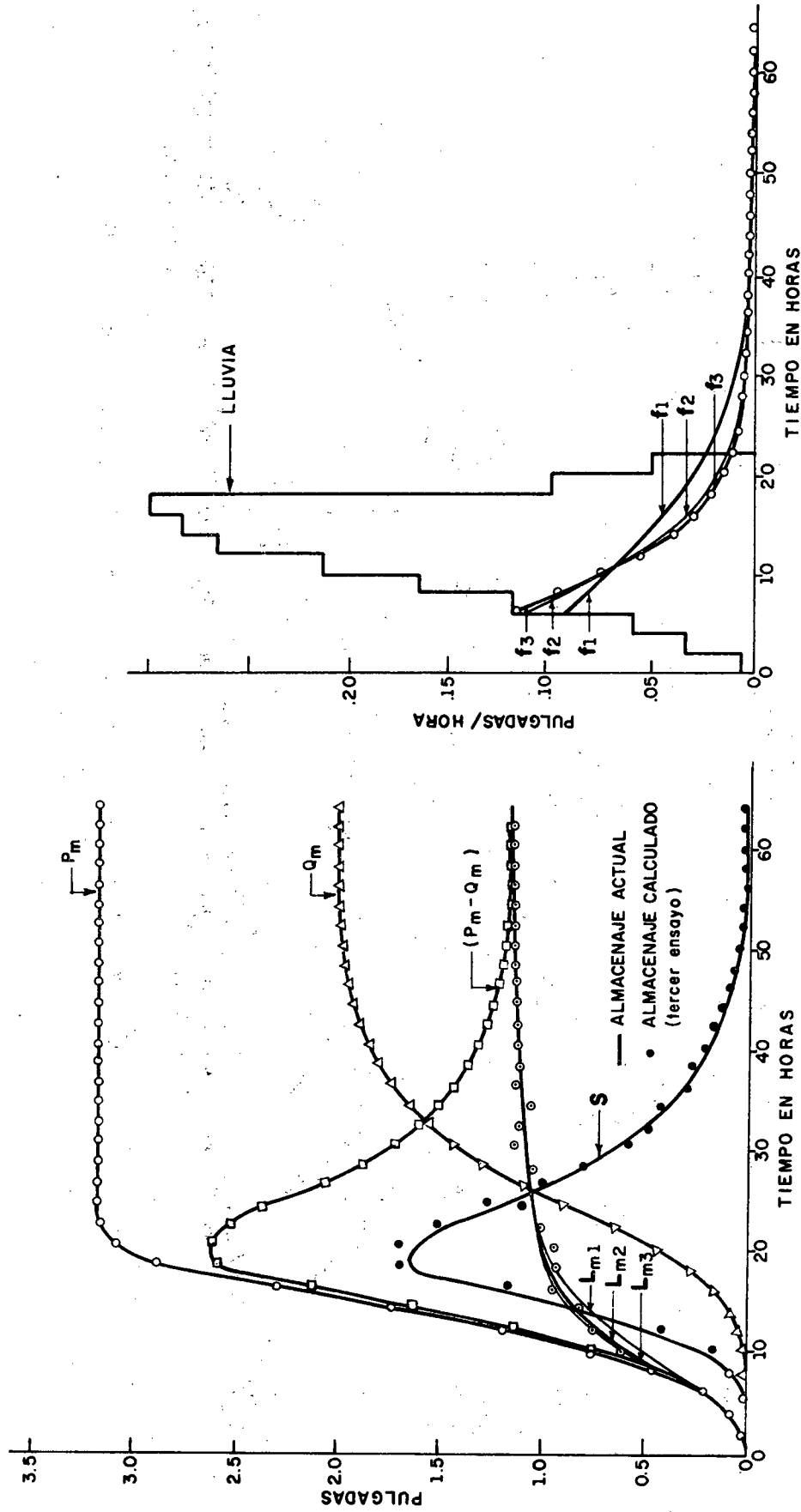


Figura 29. Cuenca Willscreek; Tormenta del 24 al 26 de Abril, 1937.

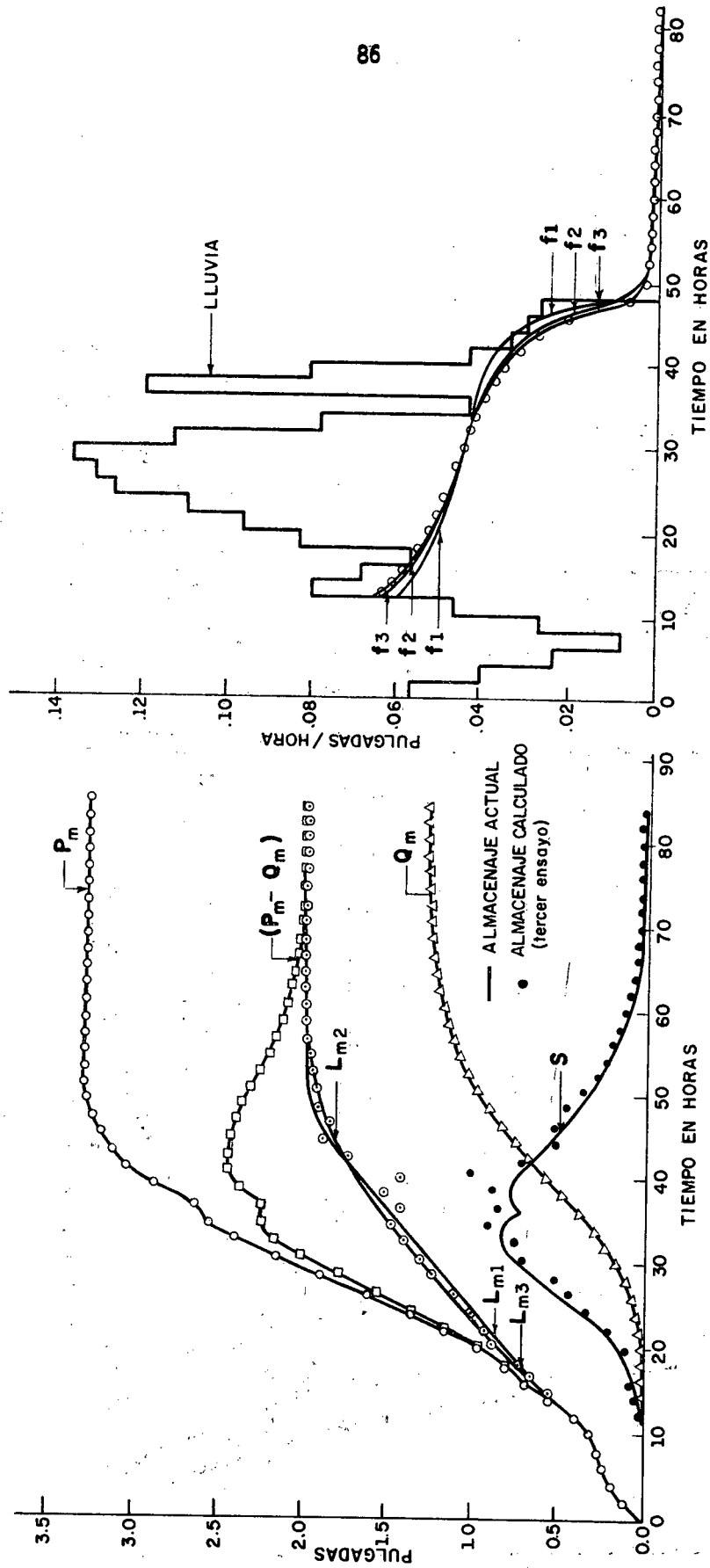


Figura 30. Cuenca Willscreek; Tormenta del 27 al 28 de Octubre, 1937.

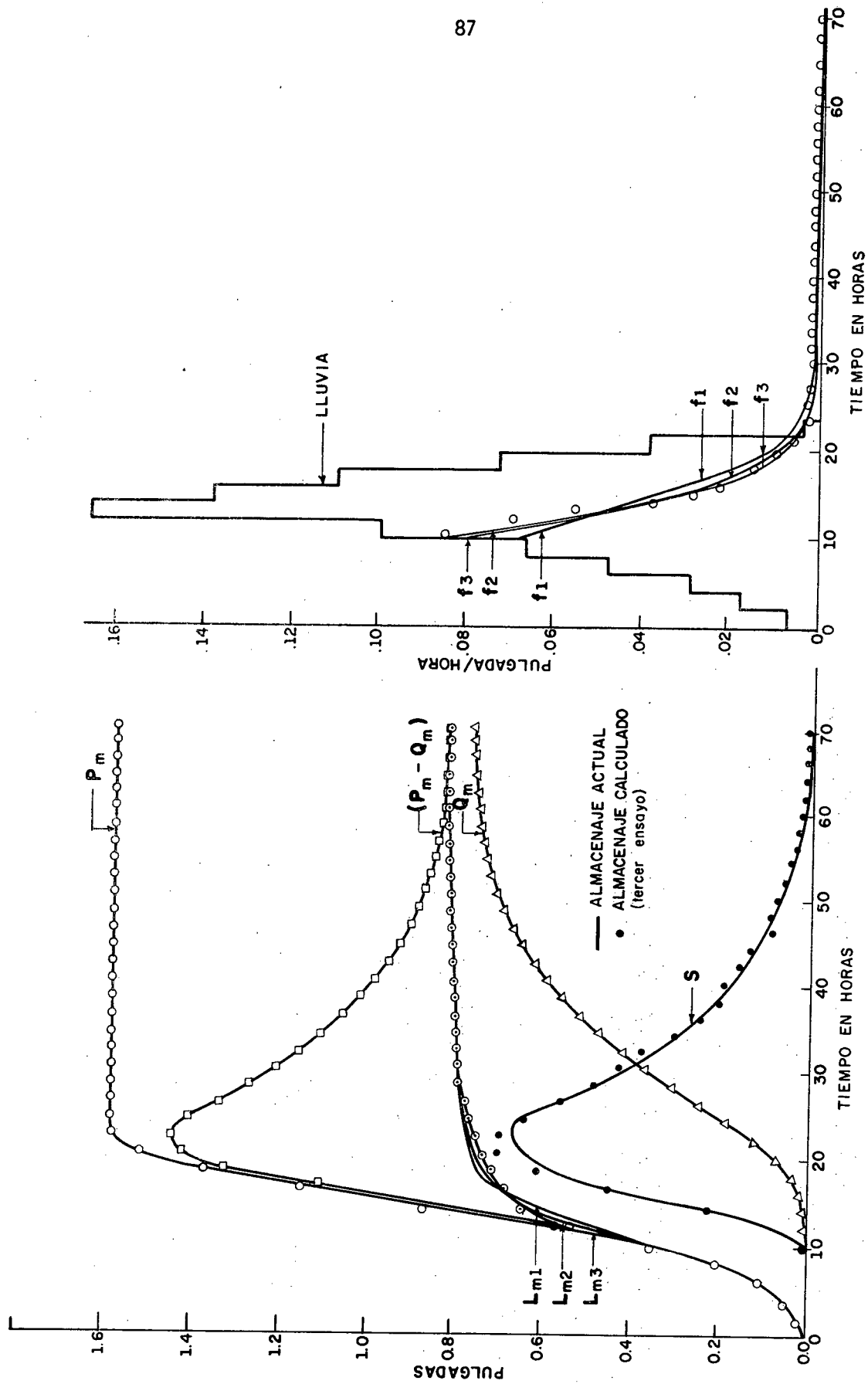


Figura 31. Cuenca Willscreek; Tormenta del 4 al 5 de Abril de 1941.

6. PREDICCION DEL INDICE ϕ .

6.1 Generalidades.

Los métodos discutidos en los Capítulos 2, 4 y 5 pueden ser usados para determinar el índice de infiltración o curva de tasa de infiltración sólo para tormentas para las cuales hay disponibilidad de datos de escorrentía. No se han desarrollado métodos bien definidos para determinar la curva de tasa de infiltración o por lo menos una tasa de infiltración promedio como el índice ϕ para tormentas donde no se dan datos de escorrentía. Pero a los hidrólogos se les solicita que realicen una estimación razonablemente segura de exceso de precipitación para una tormenta dada para pronóstico de inundaciones, para la estimación de rendimientos totales de una cuenca y para diseño de cálculo de descarga para proyectos. Todos los estudios que involucran el concepto de hidrograma unitario requieren la determinación de hietogramas efectivos después de realizar concesiones para todas las abstracciones.

La determinación de la tasa de infiltración para casos en que se conoce la precipitación y la escorrentía, ayuda a entender solamente el proceso de infiltración. Para predecir la escorrentía, sería posible estimar primero la pérdida por infiltración y su distribución teniendo las condiciones iniciales y precipitación en la cuenca al comienzo de la lluvia. En este capítulo se propone un método⁽⁴⁹⁾ para predecir el índice ϕ . Este es una función de un número de variables, la mayoría de las cuales no son fácilmente susceptibles de evaluación cuantitativa. Algunos de los factores más importantes que afectan el índice ϕ para una tormenta, son considerados primero.

6.2 Factores que Afectan el Indice ϕ .

Los factores que influyen las abstracciones en una cuenca, pueden ser agrupados bajo dos amplias categorías:

- i) Características de la cuenca.
- ii) Características de la precipitación.

Considerando las características de la cuenca, hay ciertos aspectos que pueden ser tratados como invariantes en el tiempo y hay otros que cambian con el tiempo. Cuando el estudio está limitado a cualquier cuenca, los factores no variables con el tiempo, como lo es el área, pendiente y características del suelo no necesitan ser considerados dado que son constantes. Los factores que dependen del tiempo son: las condiciones del suelo, humedad del campo, etc. En el presente estado de la ciencia, sería adecuado que las condiciones de humedad del suelo en la cuenca al tiempo de la precipitación, pudieran ser determinadas. Las condiciones de humedad del suelo de la cuenca, al comienzo de la precipitación serán mencionadas como "condición inicial". La determinación de la condición inicial, de ninguna forma es una tarea fácil. Entre los primeros esfuerzos en este sentido está la introducción del "Índice de Precipitación Antecedente". Es razonable suponer que el estado de humedad del suelo en cualquier momento, dependerá de los antecedentes de precipitación; pero la dificultad surge cuando el efecto de esta precipitación es buscado para expresarlo cuantitativamente. Es necesario fijar arbitrariamente, el número de días y el peso dado a cada uno de ellos. El índice de precipitación antecedente, I_{ap} , es expresado en series de la siguiente forma:

$$I_{ap} = \frac{P_1}{1} + \frac{P_2}{2} + \frac{P_3}{3} + \dots + \frac{P_n}{n} \quad (6.1)$$

donde P_n es la precipitación durante un período de 24 horas registrado en el día n precedente a la tormenta para la cual ha sido calculada la escorrentía. El valor de " n " varía generalmente de 10 a 30. Se han informado resultados satisfactorios⁽⁵²⁾ de las correlaciones hechas entre el índice de antecedente de precipitación y la escorrentía total. También se han hecho intentos para desarrollar relaciones gráficas entre el índice de precipitación antecedente y el índice ϕ para cuencas individuales^(6, 56). Sin embargo, se ha observado que el índice de precipitación antecedente no refleja estrechamente la humedad del suelo y no puede ser considerado por sí mismo una medida adecuada de la condición inicial de la cuenca; puede usarse como una de las variables de las cuales depende la humedad del suelo. Además reflejará en una forma limitada el efecto de caída de las gotas de agua y consolidación del tope de la superficie del suelo.

Otro índice para la condición inicial está basado en la contabilidad de humedad del suelo. La humedad del suelo en un tiempo en particular se determina por medio del estudio de la posición de humedad del suelo en un número de puntos de la cuenca. De ahí en adelante, se mantiene un balance de humedad del suelo, considerando aumentos y disminuciones de la humedad del campo de modo que se conozca el estado de humedad del suelo en cualquier momento. Este puede ser el índice más satisfactorio, pero hay dificultades muy grandes en conseguir la humedad del suelo en la cuenca al comienzo de una tormenta en particular. Es obvio que los errores en la contabilidad serán considerables y es muy cierto en cuanto a la veracidad con que la condición inicial pueda determinarse si esta contabilidad ocurre durante un largo período de tiempo. Aún en la primera determinación de humedad del suelo disponible en la cuenca, no es tarea fácil y es difícil estimar la magnitud del error involucrado.

Otro parámetro, para la historia de precipitación previa y condición de humedad del suelo, es el caudal inicial en la estación de aforo al comienzo de la precipitación. Es comprensible que en esas situaciones, cuando la precipitación antecedente es utilizada completamente para satisfacer las deficiencias de humedad del suelo y no hay caudal superficial ni tampoco aumento de agua subterránea, el caudal no indicará el estado de humedad del suelo. Por lo tanto en verano, por ejemplo, la infiltración proveniente de la mayoría de las lluvias nunca alcanza la napa freática y no existe relación segura entre la humedad del suelo cerca de la superficie del suelo y el nivel del agua subterránea. En otras temporadas o para lluvias fuertes y continuas, aún en verano, puede existir una correlación mejor entre la humedad del suelo y la napa freática.

Entre, el índice de precipitación antecedente, la humedad del suelo en la cuenca y el flujo inicial, los cuales han sido discutidos en la parte anterior; el índice de precipitación antecedente y caudal inicial son cantidades que pueden obtenerse fácilmente al comienzo de la tormenta, y se supone en este estudio que ambos pueden ser considerados adecuados para describir la condición inicial de la cuenca.

Luego, deben considerarse las características de precipitación. Se supone en este estudio que el volumen de precipitación R_v , el valor pico de la tasa de precipitación r_p , duración de la precipitación T , y el tiempo al centro del área de precipitación T_g son las variables que son adecuadas para describir las características de la precipitación. Estas variables junto con el índice de precipitación antecedente I_{ap} y caudal inicial Q_i pueden agruparse en un número conveniente de parámetros adimensionales para un estudio sistemático de la influencia de estas variables en el índice ϕ .

6.3 Análisis Dimensional.

El índice ϕ puede considerarse como una función de las variables discutidas precedentemente y puede expresarse en forma funcional así:

$$f_i(\phi, R_v, r_p, T, T_g, Q_i, I_{ap}) = 0 \quad (6.2)$$

A través de un proceso de análisis dimensional, las variables pueden agruparse así:

$$f_i\left(\frac{\phi T}{R_v}, \frac{T_g}{T}, \frac{r_p T}{R_v}, \frac{Q_i T}{R_v}, \frac{I_{ap} T}{R_v}\right) = 0 \quad (6.3)$$

Escribiendo la Ec. 6.3, explícitamente, y tratando $\frac{R_v}{T}$ como la tasa de infiltración promedio r_a ,

$$\frac{\phi}{r_a} = f_2\left(\frac{T_g}{T}, \frac{r_p}{r_a}, \frac{Q_i}{r_a}, \frac{I_{av}}{r_a}\right) \dots \dots \dots (6.4)$$

En la ecuación 6.4 los parámetros $\frac{T_g}{T}$ y $\frac{r_p}{r_a}$, representan las características de la tormenta, mientras que Q_i y I_{ap} , da una medida de la "condición inicial".

Con el fin de estudiar la relación entre ϕ/r_a y los parámetros T_g/T , r_p/r_a , Q_i/r_a y I_{ap}/r_a , las tormentas de 6 cuencas fueron elegidas. Los detalles de las cuencas y el número de tormentas analizadas en cada cuenca se da en la Tabla 6.

TABLA 6.

DETALLES DE CUENCAS USADAS EN LA DETERMINACION DEL
INDICE DE INFILTRACION.

Cuenca N°	Nombre de la Cuenca	Area (milla cuadr.)	N° de tormentas analizadas	Fuente de Datos*
1	2	3	4	5
1	Cuenca River Beach cerca de Lexington, Tennessee	15.9	25	Autoridad del Valle de Tennessee, Knoxville, Tennessee, U.S.A.
2	Cuenca North Creek, cerca de Jacksboro, Texas	21.7	12	Desde USGS a través de la Universidad de Colorado, Colorado, U.S.A.
3	Cuenca West Fork del Río Deep - W ₁ , Highpoint, North Carolina	32.1	7	31 y 102
4	Cuenca Vero Beach - W ₁ , Río Indian, Distrito de Drenaje de Granjas, Indian River Country Florida	78	18	29, 30, 31 y 102
5	Cuenca Chestuee Creek Dentville	114	50	Autoridad del Valle de Tennessee, Knoxville, Tennessee, U.S.A.
6	Cuenca Mississippi 34, Oxford	117.2	7	29, 30, 31 y 102

* El número en esta columna indica que entra en las referencias.

6.4 Discusión.

Para todas las cuencas se realizaron ploteos de ϕ/r_a contra los otros parámetros. En las Figs. 32 a 35 se dan los ploteos para Chestuee Creek que son representativos de los resultados de todas las otras cuencas. Existe un grado bastante alto de correlación entre ϕ/r_a y Q_i/r_a , así como también ϕ/r_a y I_{ap}/r_a . Hay mayor dispersión en el ploteo de ϕ/r_a contra T_g/T . No se ve relación significativa entre ϕ/r_a y r_p/r_a ; de tal forma r_p/r_a se omite para considerarlo más adelante. Los parámetros Q_i/r_a , I_{ap}/r_a y T_g/T son combinados para un parámetro simple.

$$\theta = \frac{Q_i I_{ap} T_g}{R_v \cdot r_a}$$

y un ploteo de ϕ/r_a versus θ es realizada para cada una de las seis cuencas. Los resultados se reproducen en las Figs. 36 a 41.

Puede verse en las Figs. 36 a 41, que existe una relación satisfactoria entre ϕ/r_a y θ . En todos los casos, ϕ/r_a disminuye rápidamente a medida que aumenta θ hasta un cierto valor y después ϕ/r_a varía gradualmente con θ . Para valores más altos θ , se ve que ϕ/r_a se mantiene casi constante, lo que significa que varía en ese rango más o menos linealmente con " r_a ". Es necesario investigar más adelante este aspecto. Cuando $Q_i = 0$, ó $I_{ap} = 0$, el parámetro θ se convierte en cero. Ya sea para $\theta = 0$, o aún para valores muy bajos de θ , los valores correspondientes de ϕ/r_a pueden no ser confiables en vista de la variación profunda de ϕ/r_a con θ , pero aún así proveerá un valor aproximado el cual puede ser usado como línea guía para determinar los valores de índices ϕ para tormentas que caen en este rango.

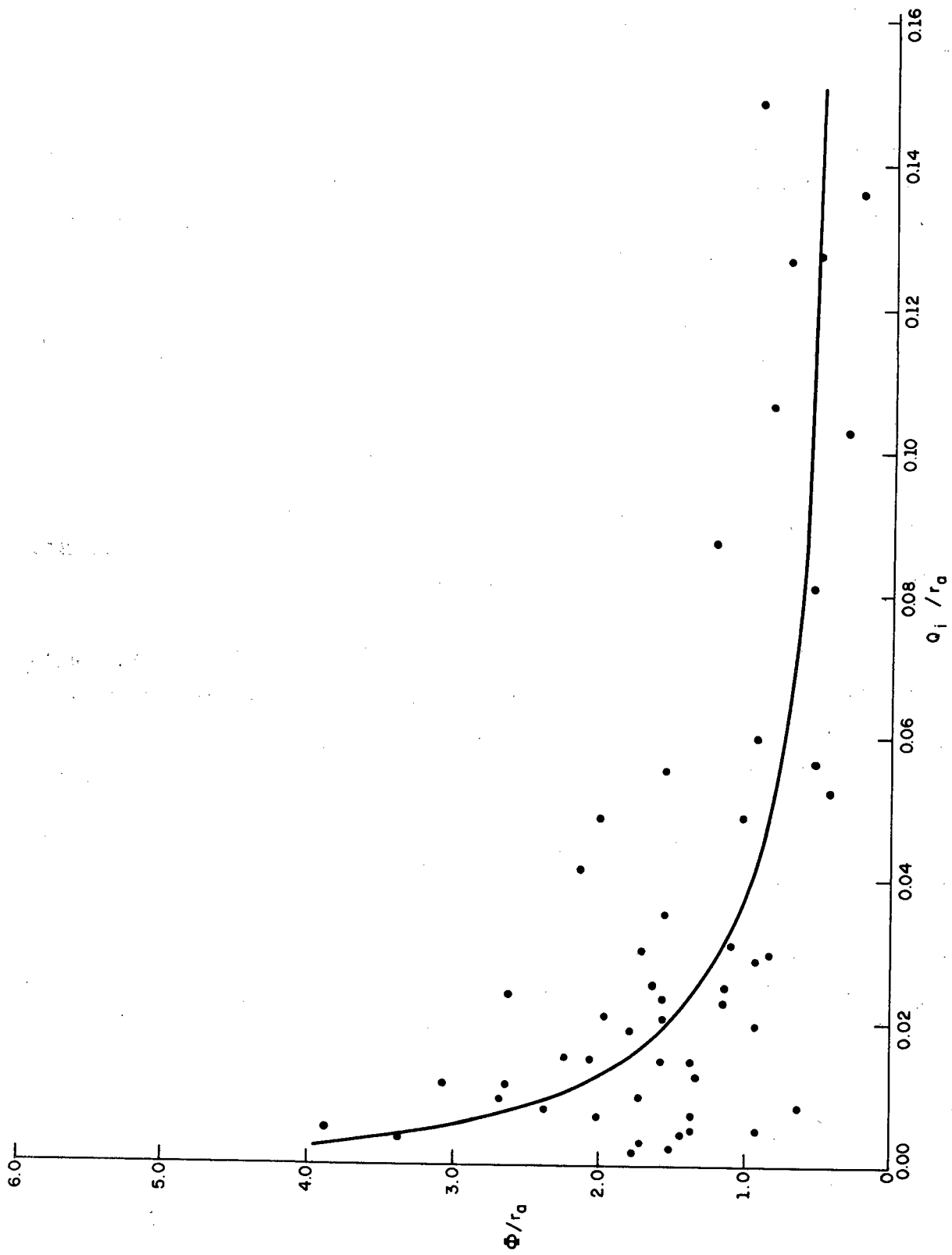


Figura 32. Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de Q_1/r_a vs. Φ/r_a .

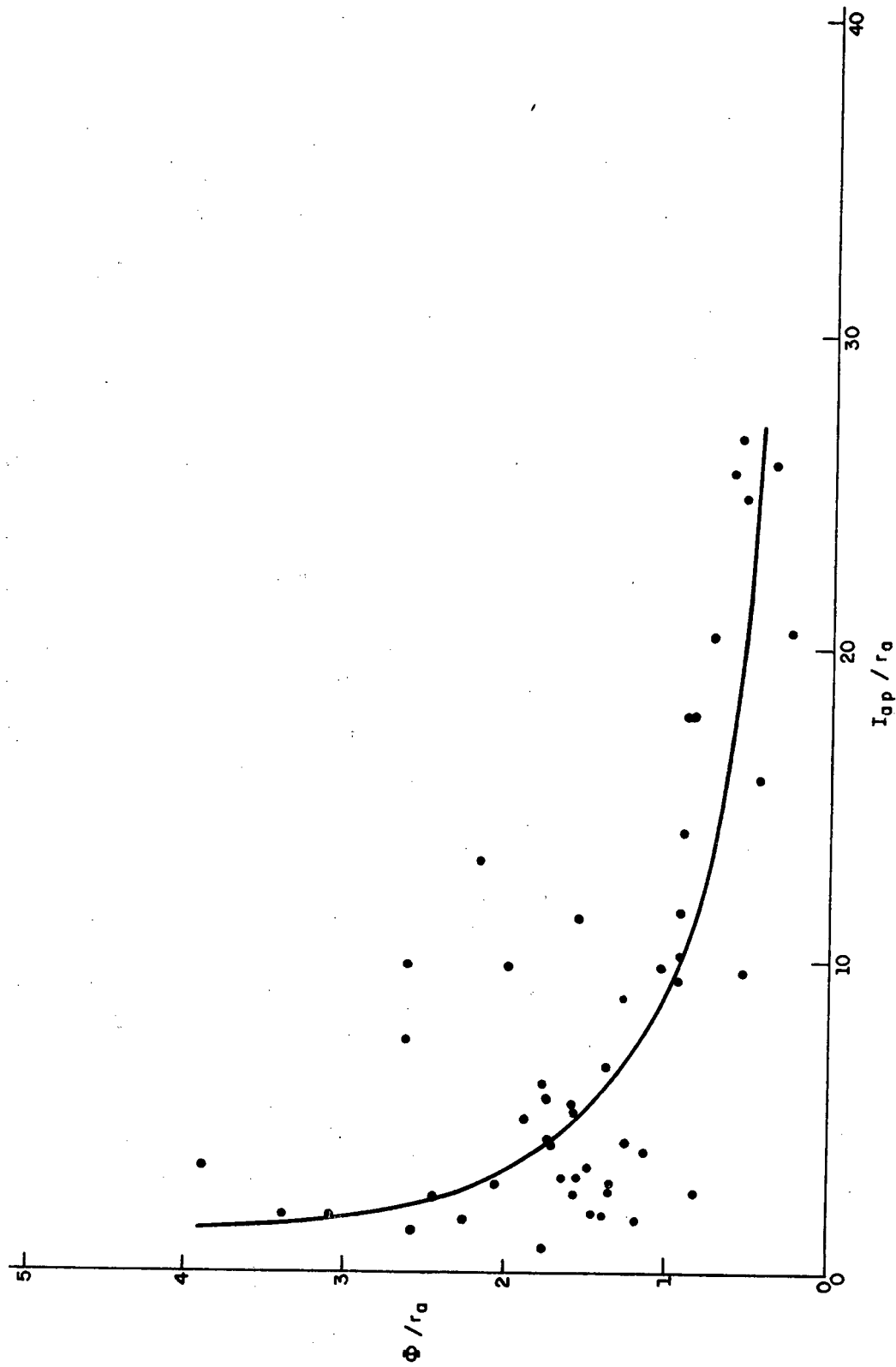


Figura 33. Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de I_{ap}/r_a vs. ϕ/r_a .

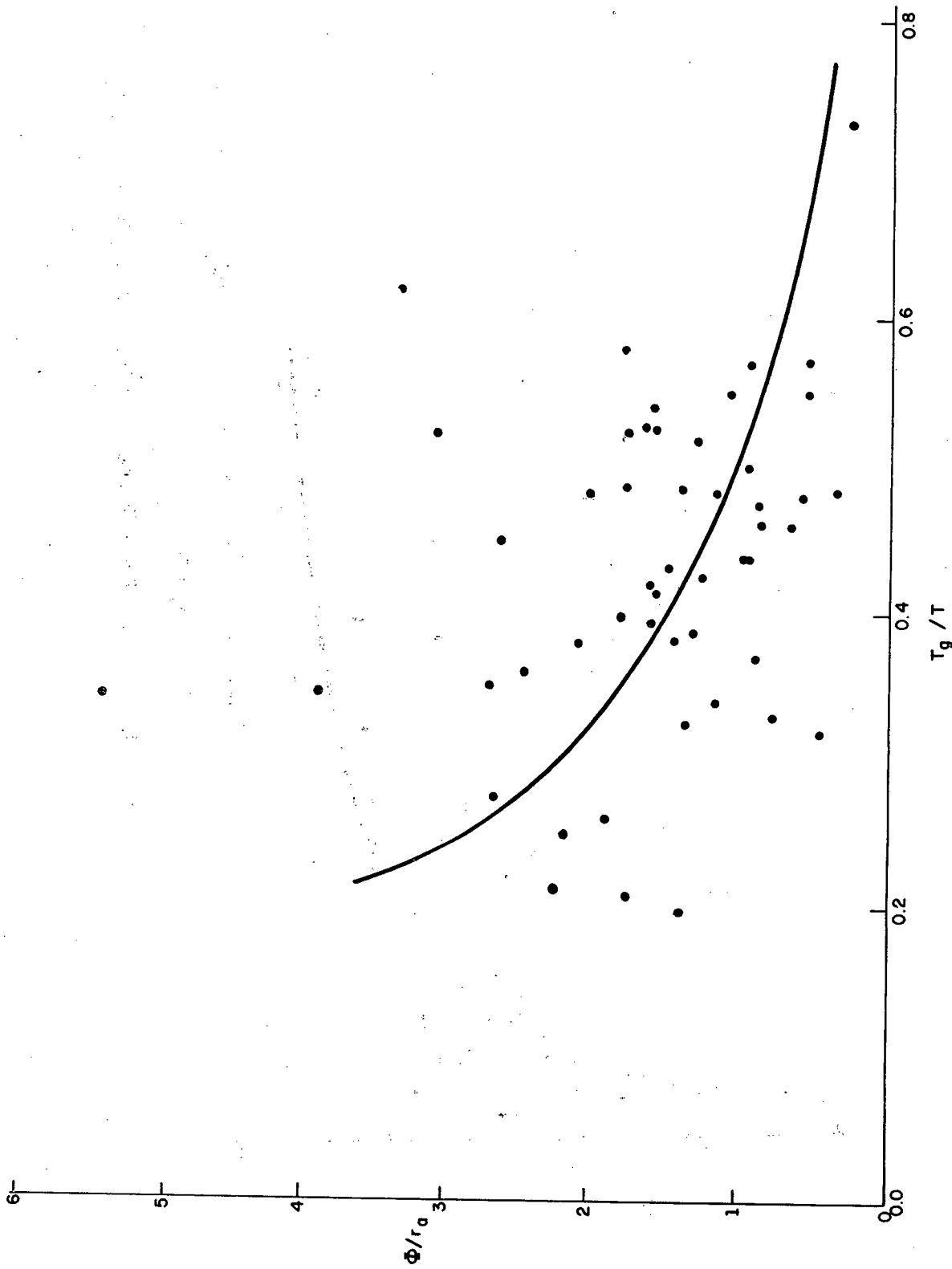


Figura 34. Cuenca Chestuee Creek; Gráfico de T_g/T vs. Φ/r_a

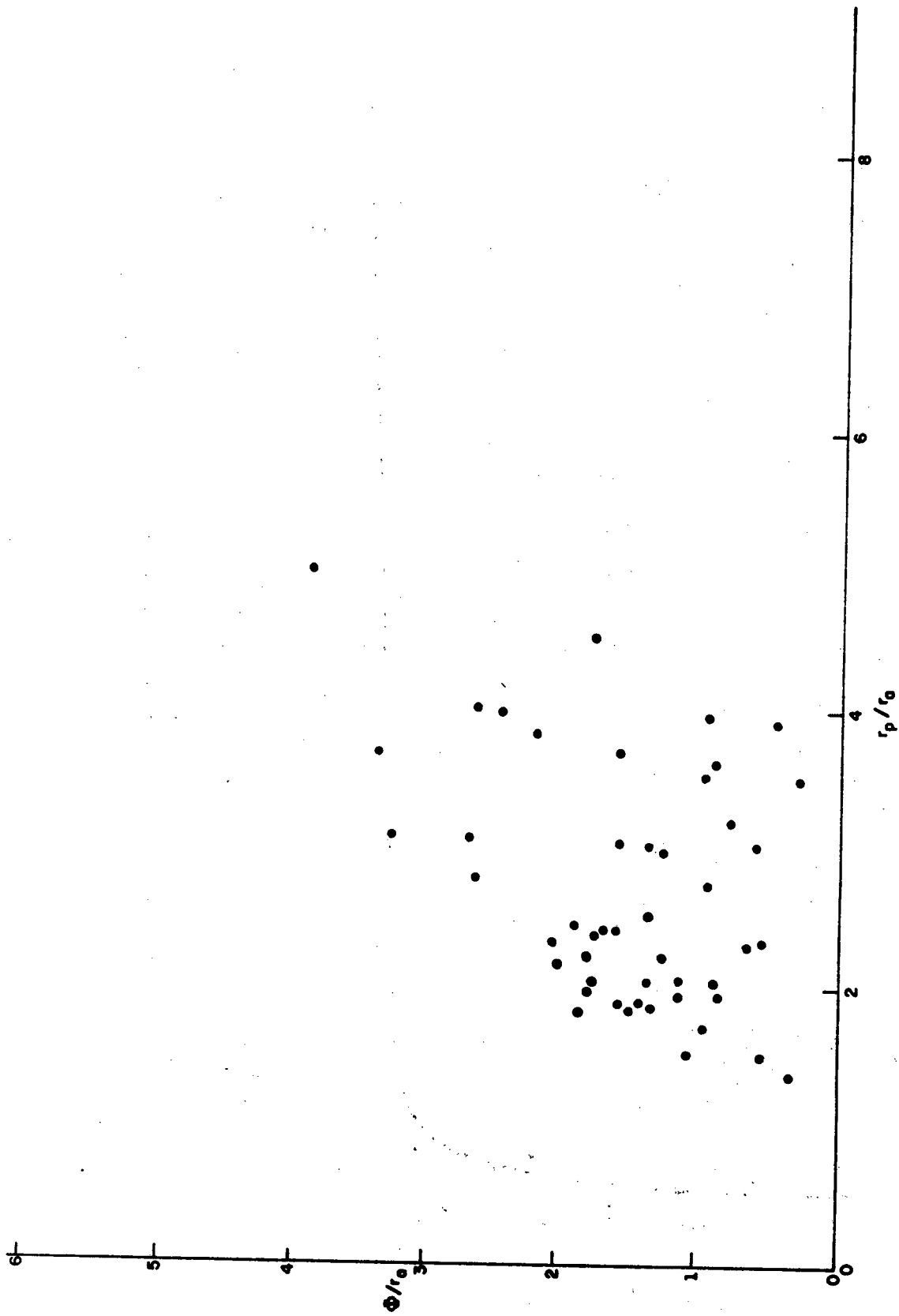


Figura 35. Chestuee Creek; Gráfico de r_p/r_a vs. ϕ/r_a .

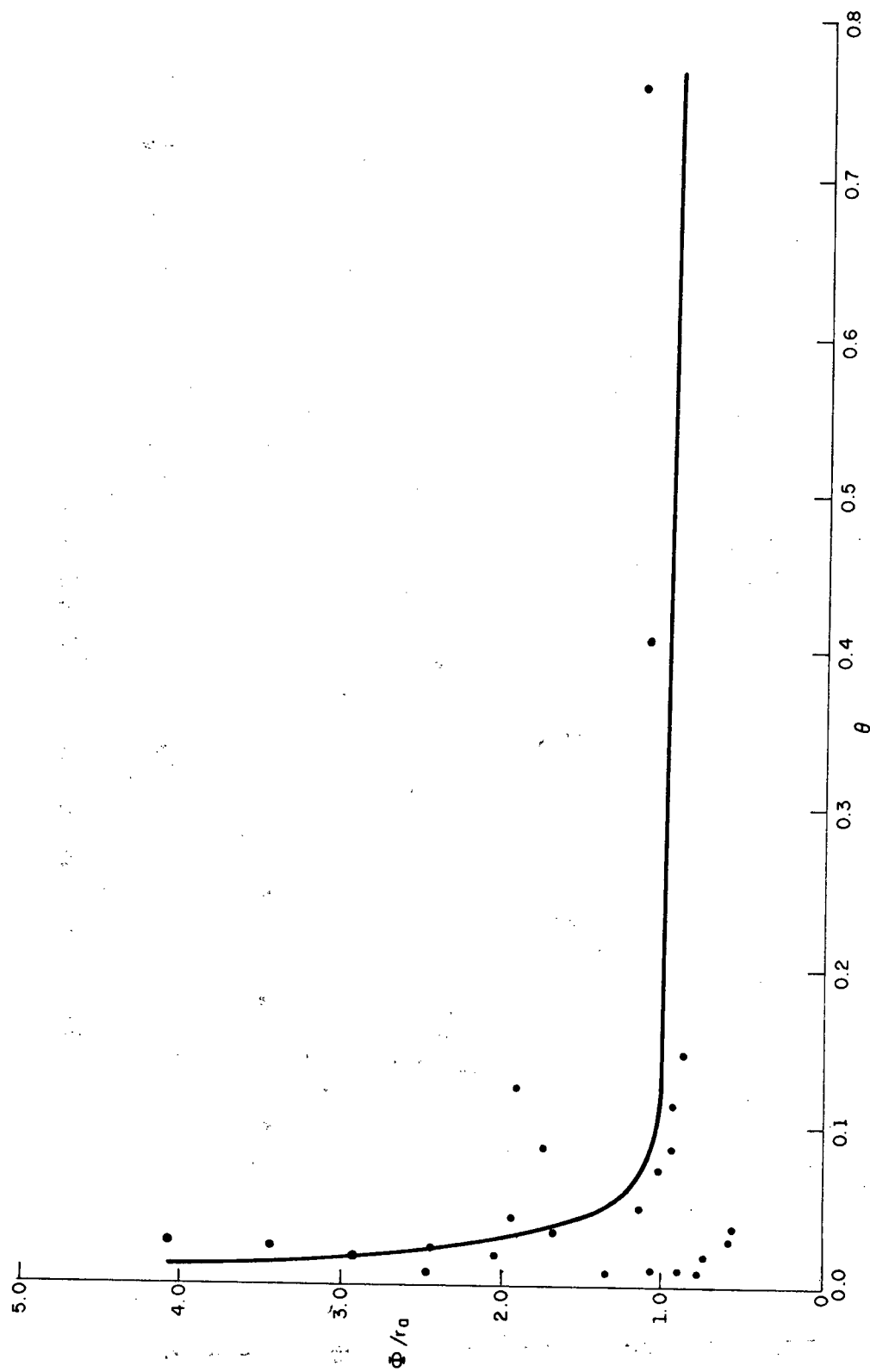


Figura 36. Cuenca Río Beach; Gráfico de θ vs. Φ/r_a .

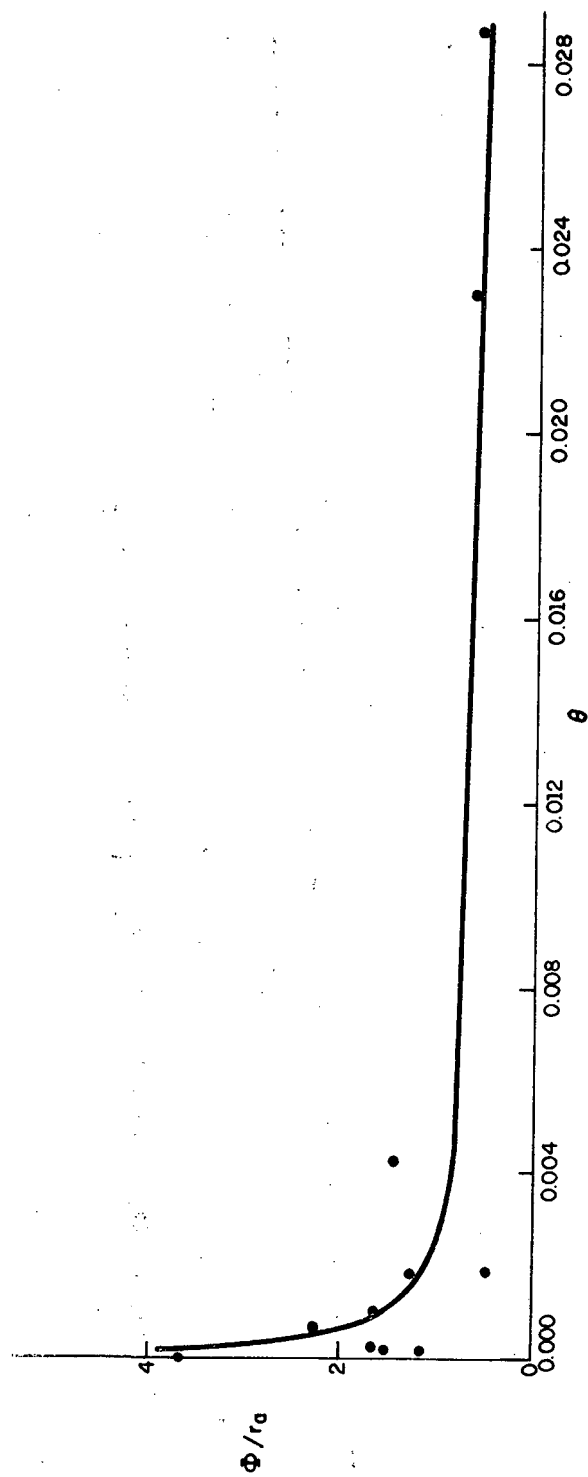


Figura 37. Cuenca North Creek; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a .

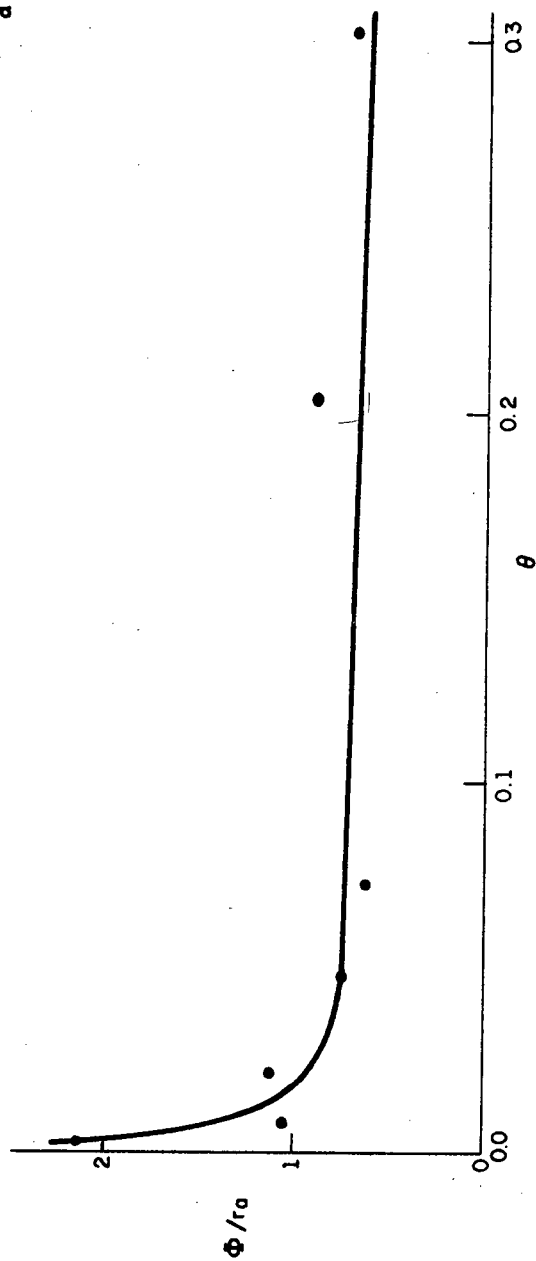


Figura 38. Cuenca Deep River - W_1 ; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a

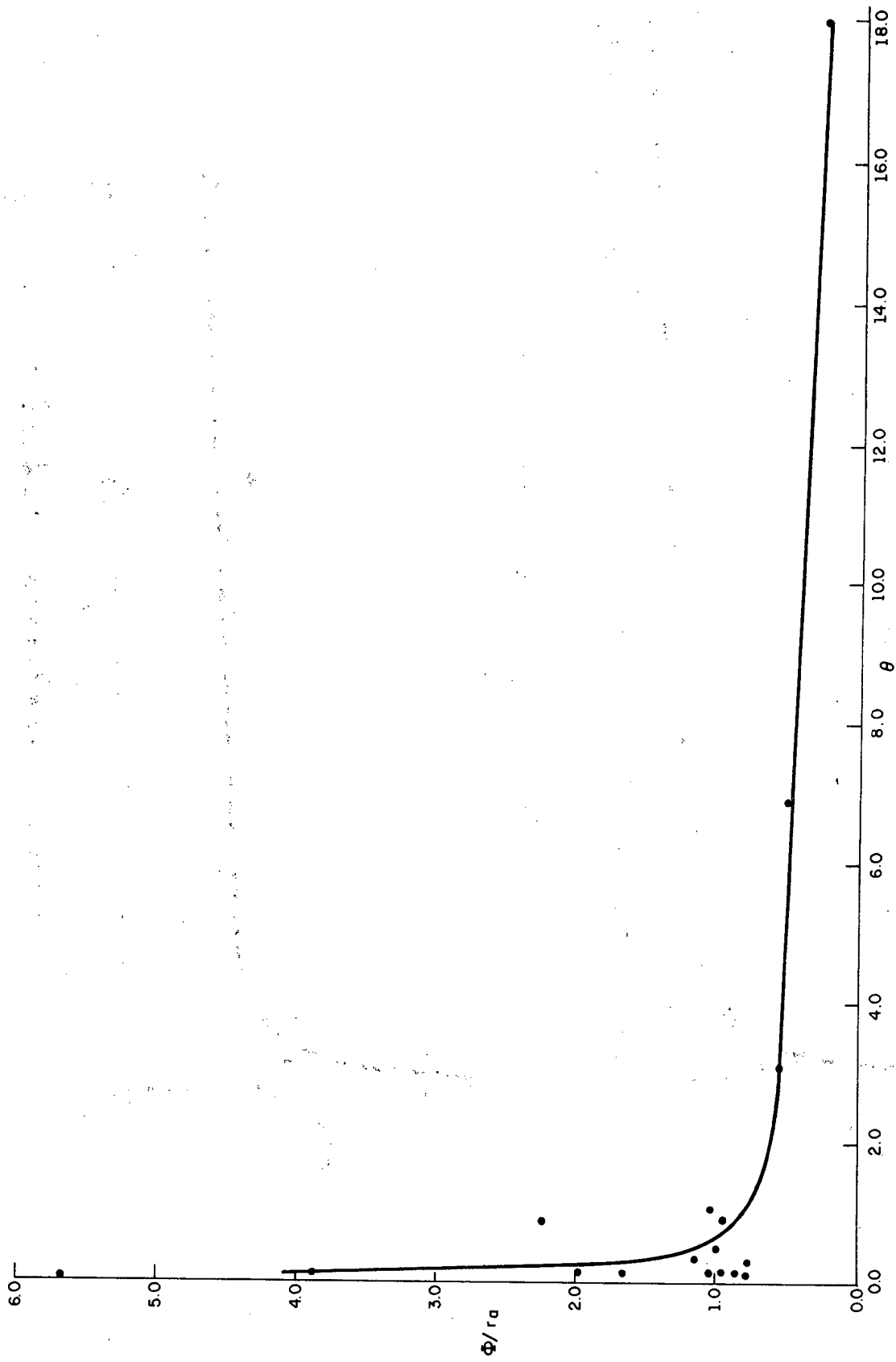


Figura 39. Cuenca Vero Beach - W_1 ; Gráfico de θ vs. ϕ/r_a .

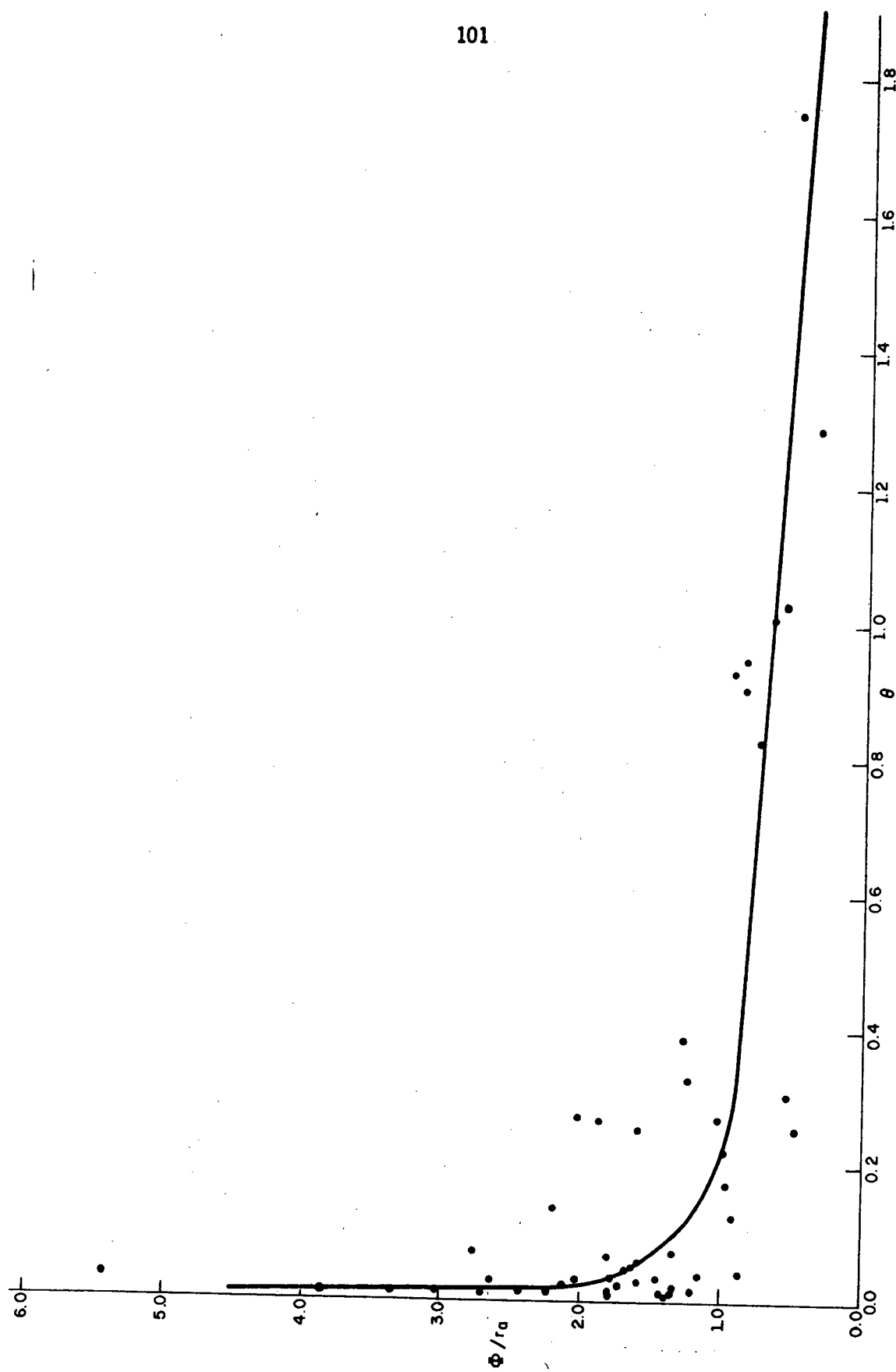


Figura 40. Cuenca Chestnut Creek; Gráfico de θ vs. Φ/r_a .

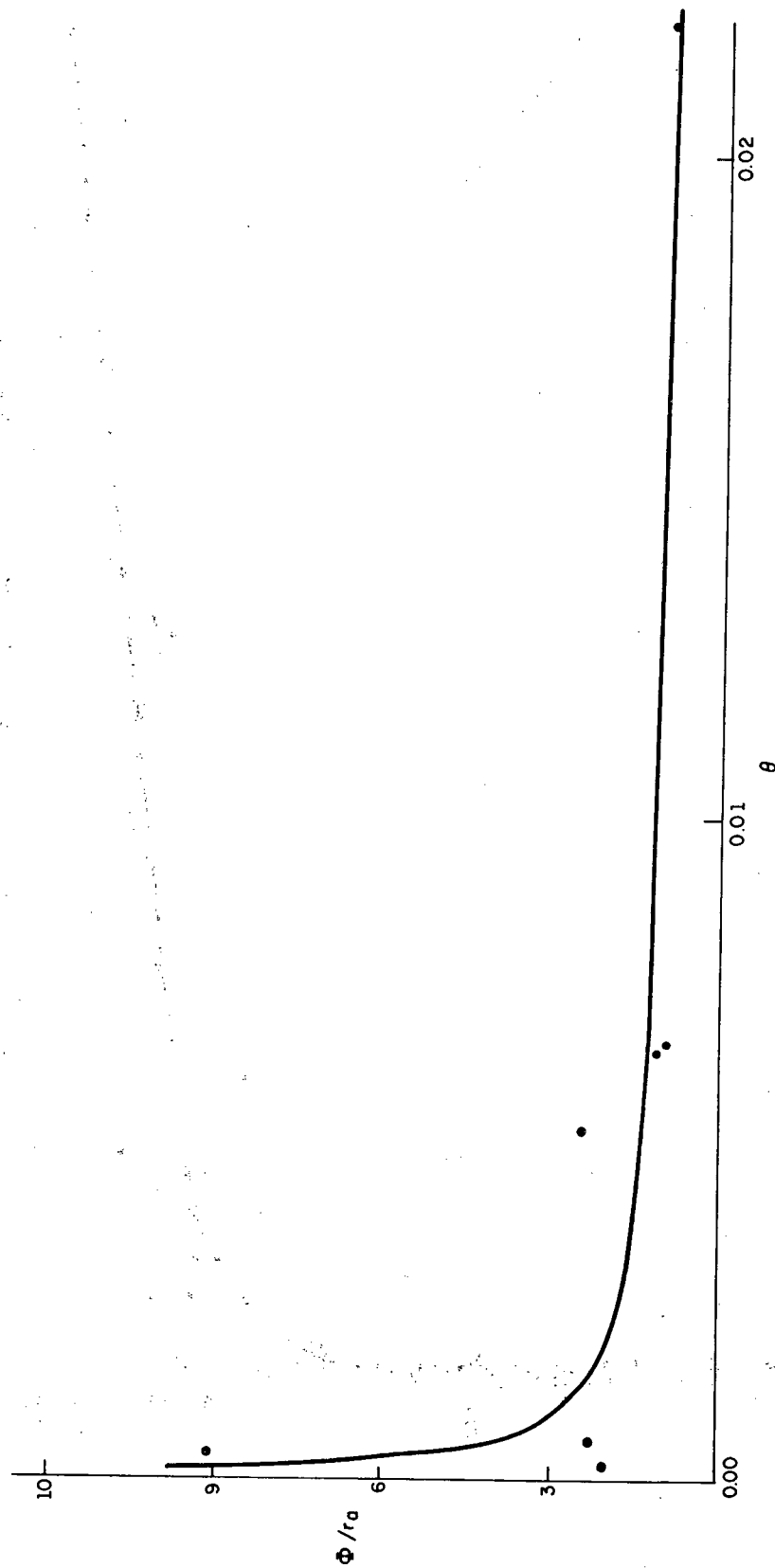


Figura 41. Cuenca Mississippi - 34; Gráfico de θ vs. Φ/r_a .

R E F E R E N C I A S

1. AUTEN, J.T., "Porosity and Water absorption of forest Soils". Jour. Agr. Res., 46, pp. 997-1014, 1933.
2. BAVER, L.D., "Soil characteristics influencing the movement and balance of soil moisture", Soil Science Soc. Am. Proc. I, pp.431-437, 1937.
3. BENNETT, H.H., "Some comparisons of the properties of humid-tropical and humid temperature American soils: With special reference to indicated relations between chemical composition and physical properties", Soil Science. 21, pp. 349-375, 1926,
4. BETSON, R.P., "What is Watershed runoff?" Jour. Geophys. Res. April, 1964.
5. BEUTNER, E.L., GAEBE, R.R., and HORTON, R.E., "Sprinkledplat runoff and infiltration experiments on Arizona desert soils", Trans. Am. Geophys. Union 21, pp. 550-558, 1940.
6. BHATNAGAR, A., "Determination of storm runoff by the use on infiltration index", Int. Symp. Floods and their comp. 15-22, Aug. Leningrad, U.S.S.R., pp. 1-12, 1967.
7. BILCREST, B.R., and MARSH, L.E., "Channel-storage and discharge relations in the Lower Ohio River Valley", Trans. Am. Geophys. Union, pp. 637-649, 1941.
8. BODMAN, G.B., "Factors affecting downward movement of water in soils", Am. Soil Surv. Bul. 17, pp. 33-38, 1936.
9. BOUYOUCOS, G.J., "Effects of temperature on movement of water vapor and capillary moisture in soils", Journ. Agr. Res., V.5, N° 4., pp. 141-172, 1915.
10. BUCKINGHAM, E., "Studies on the movement of soil", U.S.D.A., Bur. Soils, Bul. 38, pp. 1-61, 1907.

11. BURG, R.H., and SCOTT, V.H., "Some effects of fire and ash on the infiltration capacity of soils", Trans. Am. Geophys. Union 35, pp. 405-416, 1952.
12. BUTLER, S.S., "Engineering Hydrology", Prentice Hall Inc. Anglenwood cliffs, N.J., 1957.
13. CHOW, V.T., "Handbook of Applied Hydrology", McGraw Hill Co., Inc. New York, 1964.
14. CHOW, V.T., "Open-channel Hydraulics", McGraw Hill Co., Inc. New York, 1959.
15. CHRISTIANSEN, J.E., "Effect of entrapped air upon the permeability of soils", Soil Science, 58, pp. 355-365, 1944.
16. CLARK, C.O., U.S. Engr. Office, Winchester, Va., "Storage and the Unit Hydrograph", Trans. Am. Soc. Civil Engrs. pp. 1419-1488, 1945.
17. COOK, H.L., "The infiltration approach to the calculation of surface runoff", Trans. Am. Geophys. Union, 27, No.v, p. 726, Oct. 1946.
18. CREAGER, W.P., JUSTIN, D.J., and HINDS., J., "Engineering for dams", Vol. I, pp. 140-155, 1947.
19. DAVIDSON, J.M., "A bibliography dealing with infiltration of water into soil", U.S. Dept. Agr., Soil Conser. Service Bibliography N°3, 1940.
20. DULEY, F.L., "Surface factors affecting the rate of water by soils", Soil Sci. Soc. Am. Proc. 4, pp. 60-64, 1939.
21. DULEY, F.L., and DOMINGO, C.E., "Reducing the error in infiltration determinations by means of buffer areas", Jn. Am. Soc. Agron, 36, pp. 595-605, 1943.
22. DULEY, F.L., and DOMINGO, C.E., "Effect of water temperature on rate of infiltration", Soil Sci. Soc. Am. Proc. 8, pp. 129-131, 1944.
23. DULEY, F.L., and KELLEY, L.L., "Surface condition of soil and time of application as related to intake of water", U.S.D.A., Circular

N°608, Aug. 1941.

24. FLETCHER, J.E., "Some properties of water solution that influence infiltration", Trans. Am. Geophys. Union 30, pp. 548-554, 1949.
25. FREE, G.R., BROWNING, G.M., MUSGRAVE, G.W., "Relative infiltration and related physical characteristics of certain soils, U.S. Dept. Agr. Tech. Bul. 729, p. 51, 1940.
26. GARDNER, W. and WIDSTOE, J.A., "The movement of soil moisture", Soil Science, V. II, p. 230, 1921.
27. GREEN, W.H., and AMPT, G.A., "Studies on Soil Physics. I-Flow of air and water through soils", Jour. Agr. Res. 4: pp. 1-24, 1911.
28. HANKS, R.J., and BOWERS, S.A., "Numerical Solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils", Proc. Soil Sci. Soc. Am. V. 26, pp. 530-534, 1962.
29. HOBBS, H.W., "Hydrologic data for experimental agricultural watersheds in the United States, Miscellaneous publication N°945, U.S.D.A. ARS, Washington, D.C., 1956-59.
30. HOBBS, H.W., and CRAMMATTE, F.B., "Hydrologic data for experimental agricultural watersheds in the UNITED STATES". Miscellaneous publication N° 994, U.S.D.A., A.R.S., Washington, D.C., 1960-61.
31. HOBBS, H.W., "Hydrologic data for experimental agricultural watersheds in the United States", Miscellaneous Publication N° 1070, U.S.D.A., A.R.S., Washington, D.C., 1962.
32. HOLTAN, H.N., "Time-condensation in hydrograph analysis", Trans. Am. Geophys. Union, V. 26, N° III, pp. 407-413, Dec., 1945.
33. HOLTAN, H.N., "A concept for infiltration estimates in Watershed Engineering", ARS, U.S.D.A., ARS. 41-51, pp. 1-35, Oct. 1961.
34. HORNER, W.W., and LLOYD, L.C., "Infiltration capacity values as determined from a study of an 18 - month record at Edwardsville, Illinois", Trans. Am. Geophys. Union 21, pp. 522-541, 1940.

35. HORTON, R.E., "The role of infiltration in the hydrologic cycle", Trans. Am. Geophys. Union 14th Ann. Meeting, pp. 446-460, 1933.
36. HORTON, R.E., "Surface runoff phenomena. Part I - Analysis of the hydrograph", Horton Hydrological Lab. Pub. 101, pp. 1-73, 1935.
37. HORTON, R.E., "Determination of infiltration capacity for large drainage basins", Trans. Am. Geophys. Union, Part II, pp. 371-385, 1937.
38. HORTON, R.E., "Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration capacity", Trans. Am. Geophys. Union, V. 20, pp. 693-711, 1939.
39. HORTON, R.E., "Approach towards a physical interpretation of infiltration capacity", Soil Sci. Soc. Am. Proc. 5, pp. 399-417, 1940.
40. ISRAELSEN, O.W., "Irrigation principles and practice", John Wiley and Sons, New York, p. 422, 1932.
41. JOHNSON, C.E., "Utilising the decomposition of organic residues to increase infiltration rates in water spreading", Trans. Am. Geophys. Union 38, pp. 326-332, 1957.
42. JOHNSTONE, D., and CROSS, W.P., "Elements of applied hydrology", The Ronald Press Co., New York, 1949.
43. KIRKHAN, D., SADIC, T., and BAUMANN, E.R., "Two dimensional infiltration and wetting fronts", Journ. Irr. Drain. Eng. Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., V. 91, No. IR 3, pp. 65-79, Sep., 1965.
44. KOSTIAKOV, A.N., "On the dynamics of the coefficients of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration", Transactions, Comm. Int. Soc. Soil Sci. part A, pp. 17-21 (in Russian), 1932.
45. KNORR, F., "Experiments with crops under fall irrigation at the Scottsbluff Reclamation Experiment Farm", U.S.D.A. Bul., 133, pp. 1-17, 1914.

46. KRAIJENHOFF, V.L., "Recent trends in hydrograph synthesis", proceedings of Technical Meeting 21, Central Organisation for Applied scientific Research in the Netherlands T.N.O., 1966.
47. KULANDAISWAMY, V.C., "A basic study of the rainfall excess surface runoff relationship in a basin system", Ph.D., Thesis, University of Illinois, 1964.
48. KULANDAISWAMY, V.C., and BABU RAO, T., "An analytical approach to the determination of infiltration rate", Jn. of Inst. Civil Engrs. (London) p. 137, October, 1969.
49. KULANDAISWAMY, V.C., and BARU RAO, T., "A Method for the prediction of ϕ -index", paper submitted for publication to the Jn. of Inst. of Civil Engrs. (London).
50. LANGBEIN, W.B., "Channel-storage and unit hydrograph studies", Trans. Am. Geophys. Union pp. 620-627, 1940.
51. LAURENSEN, "A catchment storage model for runoff routing", Jn. of Hydrology, V.II., N° 2, pp. 141-163, 1964.
52. LEWIS, M.R., "The rate of infiltration of water in irrigation practice", Trans. Am. Geophys. Union, 18th Am. Meeting, pp. 361-368, 1937.
53. LEWIS, M.R., and NEAL, E.H., "Rate of infiltration of water into soils", Agr. Eng. 9, pp. 147-148, 1928.
54. LEWIS, M.R., and POWERS, W.L., "A study of factors affecting infiltration", Soil Sci. Soc. Am. Proc. 3, pp. 334-339, 1938.
55. LINSLEY, R.K., and FRANZINI, J.B., "Elements of Hydraulic Engineering", McGraw-Hill Co., New York, 1955.
56. LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A., and PAULHUS, J.L.H., "Hydrology for Engineers", McGraw-Hill Book Co., Inc. New York, 1958.
57. LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A., and PAULHUS., J.L.H., "Applied Hydrology", McGraw-Hill Book Co., Inc. New York, 1949.
58. LOWDERMILK, W.C., "Influence of forest litter on runoff, percolation and erosion", Jour. For. 28, pp. 474-491, 1930.

59. LUTZ, J.F., "The relation of soil erosion to certain inherent soil properties", *Soil Science*, 40, pp. 439-457, 1935.
60. MATHEWS, O.R., "Water penetration in the Gumbo soils of the Belle Fourche Reclamation Project", *U.S.D.A. Bul.* 447, pp. 1-12, 1916.
61. McCALLA, T.M., "Influence of biological products on soils structure and infiltration", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 7, pp. 209-214, 1942.
62. McCARTHY, G.T., "U.S. Engineer Office, Providence, R.I.", *The Unit hydrograph and flood routing*, A paper presented at the conference of the North Atlantic Div., U.S. Engineer Department at New London, Conn., June 24, 1938, revised, March 21, 1939.
63. MEAD, D.W., "Hydrology", 1st ed., McGraw-Hill, New York, 1919 (revised by H.W. Mead, 2nd ed., 1950)
64. MEINZER, O.E., "Hydrology", McGraw-Hill, Co., Inc. New York, 1942 (reprinted by Dover Publications, New York, 1949).
65. MEYER, A.F., "Elements of Hydrology", 2nd ed., Wiley, New York, 1928.
66. MOORE, R.E., "Relation of soil temperature to soil moisture, pressure potential, retention and infiltration rates", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 5, pp. 61-64, 1941.
67. MUCKEL, D.C., "Some factors affecting the rate of percolation on water-spreading areas", *Trans. Am. Geophys. Union*, 17th Ann. Meeting Part 2, pp. 471-474, 1936.
68. MUNTZ, M.A., FAURE, M.L., and LAINE, M.E., "Studies of the permeability of soils in relation to irrigation", (Trans. title) *Annales de la Direction de l'hydraulique agri. coles*, 33, pp. 45-96, 1905.
69. MUSGRAVE, G.W., "Committee on infiltration", *Trans. Am. Geophys. Union*, p. 412, 1940.
70. MUSGRAVE, G.W., "How much of the rain enters the soil?". *U.S. Dept. Agr. Year book, Agri.* pp. 151-159, 1955.

71. MUSGRAVE, G.W., and FREE, G.R., "Some factors which modify the rate and total amount of infiltration of field soils", Journ. Am. Soc. Agron., 28, pp. 727-739, 1936.
72. MUSGRAVE, G.W., and NORTON, R.A., "Soil and water conservation investigations at the soil conservation experiment station", Missouri Valley Loess Region, Clarinda, Iowa, U.S.D.A., Tech. Bul. 558, pp. 1-181, 1937.
73. NEAL, T.H., "The effect of the degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion", Missouri Univ. Agri. Expt. Sta. Res. Bull. N°280, 1938.
74. OVERTON, D.E., "Mathematical refinement of an infiltration equation", U.S.D.A., ARS 41-99, 1964.
75. PARR, J.F., and BERTRAND, A.R., "Water infiltration into soils", reprinted from "Advances in Agronomy", V. 12, Academic Press Inc. N.Y. 1960.
76. PEARSE, C.K., and WOLLEY, S.B., "The influence of range plant cover on the rate of absorption of surface water by soils, Journ. For. 34, pp. 844-847, 1936.
77. PHILIP, J.R., "An infiltration equation with physical significance", Soil Science, V. 77, pp. 153-157, 1954.
78. PHILIP, J.R., "The theory of infiltration", Soil Science, V. 83, pp. 345-357, pp. 435-448, V. 84, 163-178, pp. 257-264, pp. 329-339, 1957.
79. POWERS, W.L., "A study of the colloidal fraction of certain soils having restricted drainage", Proc. First Int. Cong. Soil Sci., 2, pp. 508-511, 1927.
80. POWERS, W.L., "Soil-Water movement as affected by confined air", Jour. Agr. Res. 49, pp. 1125-1133, 1934.
81. REITEMEIER, R.F., and CHRISTIANSEN, J.E., "The effect of organic matter, gypsum, and drying on the infiltration rate and permeability

- of a soil irrigated with a high sodium water", Trans. Am. Geophys. Union 27, pp. 181-186, 1946.
82. RICHARD, L.A., "Report of the subcommittee on permeability and infiltration, Committee on Terminology, Soil Science Society of America", Soil Sci. Soc. Am. Proc. 16, pp. 85-88, 1952.
 83. RUBIN, J., and STEINHARDT, R., "Soil water relation during rain infiltration theory", Soil Sci. So. Am. Proc. V. 27, pp. 246-251, 1963.
 84. SCOFIELD, C.S., "The movement of water in irrigated soils", Jour. Agr. Res. 27, pp. 617-693, 1924.
 85. SCOTT, V.H., "Relative infiltration rates of burned and unburned upland soils", Trans. Am. Geophys. Union 37, pp. 67-69, 1956.
 86. SHARP, A.N., and HOLTAN, H.N., "A graphical method of analysis of sprinkled-plat hydrographs", Trans. Am. Geophys. Union pp. 558-570 1940.
 87. SHARP, A.N., and HOLTAN, H.N., "Extension of graphic methods of analysis of sprinkled-plat hydrographs to the analysis of hydrographs of control-plots and small homogeneous watersheds", Trans. Am. Geophys. Union, pp. 578-593, 1942.
 88. SHERMAN, L.K., "Streamflow from rainfall by the Unit graph method", Eng. News Record, V. 108, pp. 501-505, 1932.
 89. SHERMAN, L.K., "Derivation of infiltration capacity (f_p) from average loss rates (f_{av})", Trans. Am. Geophys. Union 21, pp. 541-550, 1940.
 90. SHERMAN, L.K., and MEYER, L.C., "Application of the infiltration theory to Engineering practice", Trans. Am. Geophys. Union, V. 22, pp. 666-677, 1941.
 91. SHERMAN, L.K., "Comparision of f -curves derived by the methods of Sharp and Holtan and of Sherman and Meyer", Trans. Am. Geophys. Union. V. 24, pp. 465-467, 1943.

92. SHERMAN, L.K., Discussion on "Time-Condensation in hydrograph analysis, by HOLTAN, H.N.", Trans. Am. Geophys. Union, V. 26, N° III, pp. 407-413, Dec. 1945.
93. SLATER, C.S., and BYERS, H.G., "A Laboratory study of the field percolation rates of soils", U.S.D.A. Tech. Bul. 232, pp. 1-23, 1931.
94. SMITH, F.B., BROWN, P.E., and RUSSELL, J.A., "The effect of organic matter on the infiltration capacity of Clarion Loam", Jour. Am. Soc. Agron., 29, pp. 521-525, 1937.
95. SMITH, FLETCHER and STEVENSON., "Infiltration manuscript, presented before Western Soc. Soil Sci., San Diego, June, 1938.
96. SMITH, W.O., "Pedological relations of infiltration phenomena", Trans. Am. Geophys. Union 30, pp. 555-562, 1949.
97. SWARTENDRUBER, D., and HUBERTY, H.M., "Use of infiltration equation parameters to equate infiltration difference in the field", Trans. Am. Geophys. Union, V. 39, N°1, pp. 84-93, Feb. 1958.
98. TAYLOR, C.A., "Water penetration in Hardan Citrus soils" Agr. Eng. 15, pp. 202-203, 1934.
99. TAYLOR, W.P., "Some animal relations to soils", Ecol., 16, pp. 127-136, 1935.
100. TISDALL, A.L., "Infiltration studies on a red-brown earth in the Riverina", Aust. Inst. Agr. Sci., 16, pp. 26-29, 1950.
101. TISDALL, A.L., "Antecedent soil moisture and its relation to infiltration", Aust. Jn. Agri. Res. 2, pp. 342-348, 1951.
102. WADLEIGH, C.H., "Selected runoff events for small agricultural watersheds in the United States", U.S.D.A., ARS., Beltsville, Jan. 1960.
103. WATSON, K.K., "A note on the field use of a theoretically derived infiltration equation", Jn. Geophys. Res. V. 64, N°10, p. 1615, Oct. 1959.

104. WHISLER, F.D., and KLUTE, A., "Rainfall infiltration into a vertical column", paper presented at Winter meeting of Am. Soc. Agri. Eng. 1965.
105. WISLER, C.O., and BRATER, E.F., "Hydrology", John Wiley & Sons, Inc. New York, 1959.
106. YU SI FOK and HANSEN, V.E., "One dimensional infiltration into homogeneous soil", Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., V. 92, pp. 35-48, 1966.
107. ZIMMERMAN, B.G., "Determining entrapped air in capillary soils", Eng. News-Record 117, pp. 186-187, 1936.
108. ZOCH, R.T., "On the relation between rainfall and stream flow" monthly Weather Review, V. 62, pp. 315-322 1934; V. 64- pp. 105-121, 1936, and V. 65, pp. 135-147, 1937.
109. "HYDROLOGY HANDBOOK" American Society of Civil Engineers, Mannuals of Engineering Practice, N° 28, 1949.
110. "REPORT ON ANALYSIS OF HYDROLOGIC DATA FOR INDEX AREAS", Muskingum River Basin, Ohio, U.S. Engineers' Office. Huntington, W. Va., Aug. 1943.
111. U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, CIVIL WORKS, investigations, Part II, Unit hydrograph compilations, V. 1 to 4, Office of the District Engineer, Washington, D. 1954.

efd

Julio, 1976

Este libro se terminó de
reimprimir el 5-4-78, en
el Taller de Reproduc -
ción del CIDIAT.
Se reprodujeron 200 ejem
plares.

