

HIDROLOGÍA APLICADA

TEMA 2. ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN



Estilita Ruiz Romera

Miren Martínez Santos

TEMA 2. ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN

La precipitación incluye todas las formas de agua que alcanzan la superficie del terreno: precipitación líquida, nieve, condensación, escarcha, etc. En la hidrología torrencial normalmente sólo se consideran las dos primeras. Siempre existe algo de vapor de agua en el aire y, por tanto, cierto grado de condensación siempre se produce en la atmósfera. Las nubes están compuestas por vapor de agua, por gotas de pequeño tamaño, cristales de hielo, o una combinación de éstas. La precipitación comienza cuando las moléculas de agua se unen a partículas de polvo, humo o sales. La precipitación tiene lugar cuando el aire se enfría, lo que favorece la formación de más nubes, de manera que las gotas de agua o los cristales de hielo alcanzan un tamaño determinado que permite que estas caigan a la superficie de la tierra. Algunas de estas gotas pueden evaporarse y volver a la atmósfera sin que hayan alcanzado la superficie.

Una nube está constituida por gotas de pequeño diámetro (10 y 30 μm), sin embargo, el tamaño de las gotas de lluvia oscila entre 0,5 y 2 mm de diámetro. Este aumento de volumen es debido a dos fenómenos denominados: captación o coalescencia y destilación.

La **captación** se produce cuando una gota de agua de gran tamaño cae con una velocidad mayor que las restantes, de manera que su tamaño se ve incrementado por la fusión con otras gotas que encuentra a su paso. Este aumento de peso hace que caiga con mayor velocidad. Si el diámetro de esta gota alcanza los 7 mm, al caer se rompe en gotas más pequeñas que, a su vez, irán fusionándose con otras gotas provocando una reacción en cadena. A mayor recorrido de caída mayor será el tamaño de la gota.

La **destilación** se produce cuando algunas de las gotas de agua de pequeño tamaño se acercan a zonas con mayor temperatura, lo que provoca su evaporación y posterior condensación sobre aquellas gotas situadas en zonas más frías. Esto provoca un aumento del tamaño de estas últimas.

Las precipitaciones pueden clasificarse de acuerdo con su forma, su intensidad y el tipo de mecanismo de ascenso de la masa de aire causante de la precipitación:

- Según su **forma** pueden ser: precipitaciones verticales y horizontales.

- Las precipitaciones verticales se dan en forma de gotas de agua ($T > 0^\circ \text{C}$), de manera continua en el tiempo (llovizna, lluvia) o discontinua (chubasco, tormenta), o bien en forma de hielo ($T < 0^\circ \text{C}$), como nieve o granizo.

- Las precipitaciones horizontales pueden ser debidas cuando el agua liberada por las nubes entra en contacto directo con la tierra (niebla, bruma) o bien por condensación directa sobre la superficie de la tierra (rocío, escarcha).

- La **intensidad** o volumen de agua caída en un intervalo de tiempo se mide en (L/m²/h). La intensidad de lluvia medida en intervalos de tiempo cortos, de 15 minutos a 24 horas, marca la torrencialidad de la precipitación.

- Por último los **mecanismos** o procesos de ascensión de la masa de aire pueden clasificarse en tres tipos: convección, orográfico y ciclónica o frontal (figura 2.1).

- Convección. Se origina cuando una masa de aire se calienta por contacto con una superficie del suelo que ha recibido una fuerte insolación. La masa de aire se calienta produciéndose corrientes ascendentes de este aire cálido (más ligero) hacia zonas de aire más frío y denso. Al ascender el aire se enfría adiabáticamente (sin pérdida de energía calorífica) hasta que alcanza la misma temperatura que el aire circundante y se detiene, produciéndose la condensación y posterior precipitación. Suelen ser las situaciones propias de las tormentas de verano.

- Frontal o ciclónica. Se produce en latitudes medias cuando se ponen en contacto masas de aire con temperatura y humedad diferentes. Una masa de aire cálido y húmedo choca con una masa de aire más fría y pesada, de manera que la más cálida ascenderá sobre la más fría. La zona donde ambas masas de aire confluyen suele llamarse *frente*. Los sistemas frontales son típicamente descritos como cálidos o fríos y están asociados a bajas y altas presiones. Cuanto más cálida sea la masa de aire más baja será su presión y más ligera será.

- Orográfico. En zonas montañosas, el viento dominante obliga a las masas de aire húmedo a ascender sobre las laderas o montañas, lo cual produce un enfriamiento de esta masa de aire. Las precipitaciones resultantes de este proceso se denominan orográficas.

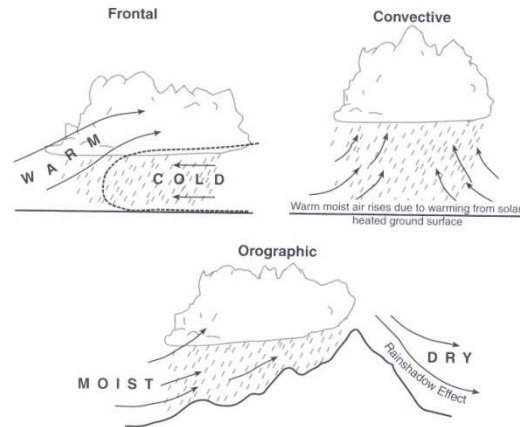


Figura 2.1. Principales mecanismos de ascensión de masas de aire (fuente: Ward and Trimble, 2004)

Un evento de precipitación puede ser descrito por varios parámetros, los más comunes son:

- El tipo de precipitación (lluvia, granizo, nieve, etc.) y la cantidad total de precipitación caída (mm o L/s).
- Intensidad: se obtiene dividiendo la cantidad de precipitación caída durante un período determinado por la duración de dicho período.
- Duración: el tiempo que transcurre desde que comienza la precipitación hasta su finalización.
- Periodo de retorno: la probabilidad de que un evento de precipitación de las mismas características ocurra nuevamente.

2.1. Medida de la Precipitación

La precipitación se mide generalmente como la cantidad de agua caída durante un cierto periodo de tiempo sobre una superficie determinada (L/m^2). Existe un valor que también es utilizado comúnmente, la altura de precipitación, el cual se expresa en mm, refiriéndose a la altura alcanzada por un litro de agua al extenderse sobre una superficie de $1 m^2$.

Para el estudio de las precipitaciones en zonas más o menos extensas se realiza una serie de observaciones en un número limitado de estaciones, esto constituye la red pluviométrica. Dado que cada observador representa un área determinada ha de considerarse la variabilidad de la lluvia en el espacio y en el tiempo. En principio sería necesario un número muy grande de estaciones si el carácter aleatorio de las precipitaciones no introdujese, a lo largo de un número suficiente de años,

compensaciones que permitan extender a una región relativamente amplia los resultados de observaciones hechas en un punto único.

Se recomienda por la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) la siguiente densidad mínima de estaciones pluviométricas:

- Una estación por cada 600 km², en zonas poco accidentadas.
- Una estación por cada 100 km², en zonas montañosas.

En general, las estaciones deberán estar uniformemente distribuidas, dentro de lo posible, así como las muestras tomadas tienen que ser una medida representativa de la precipitación real en ese punto, por ello es esencial que las estaciones no estén afectadas por los obstáculos circundantes (árboles, edificios, etc.).

- **Aparatos de medida de lluvia: pluviómetros y pluviógrafos.**

El **pluviómetro** y el **pluviógrafo** son dos aparatos utilizados para medir la precipitación caída en una estación meteorológica. La diferencia entre ambos estriba en que el pluviógrafo, además, posee un sistema de grabación mecánica que permite registrar gráficamente la cantidad de lluvia para un intervalo de tiempo determinado.

El **pluviómetro** permite medir la precipitación como cantidad de agua recogida durante un periodo de tiempo en una superficie horizontal determinada. Todos los pluviómetros tienen que tener el mismo tamaño, forma y similar exposición para así poder comparar los resultados. El más utilizado a nivel oficial en España es el modelo Helman, de 200 cm² de sección. El pluviómetro debe instalarse en un sitio donde pueda recibir la lluvia o nieve a una distancia de al menos dos veces mayor que la altura de los obstáculos circundantes, quedando la boca en posición horizontal. El lugar del emplazamiento debe estar además protegido de los efectos del viento para asegurarse de que el flujo sea laminar y para reducir el efecto del viento sobre el pluviómetro, lo cual implicaría un defecto o exceso de medida.

La medida se realiza vaciando el pluviómetro en una probeta graduada, dos veces al día, a las 7 y 19 horas, de esta manera se obtendrá el valor medio de la precipitación diaria. Estos valores suelen ser normalmente inferiores a los reales debido a la existencia de numerosos errores que van desde la presencia de turbulencias en la boca del medidor o simplemente a la pequeña superficie de recepción de lluvia con relación al área a la que se presume representa la medida. Otras fuentes de error podrían ser: error de lectura, pluviómetro mal instalado, mala transcripción de datos, etc. Esto implica la corrección de los datos observados para obtener el valor real.

En lugares de alta montaña para las medidas de precipitación se emplean **totalizadores** de gran capacidad, los cuales permiten realizar observaciones con una frecuencia mensual, trimestral, etc. (pudiendo almacenar hasta 7500 mm de altura de agua). Además, para evitar procesos de congelación y evaporación se añade cloruro cálcico anhidro y aceite de parafina, respectivamente.

Entre los distintos aparatos de medida de precipitación se encuentran los siguientes (figura 2.2):

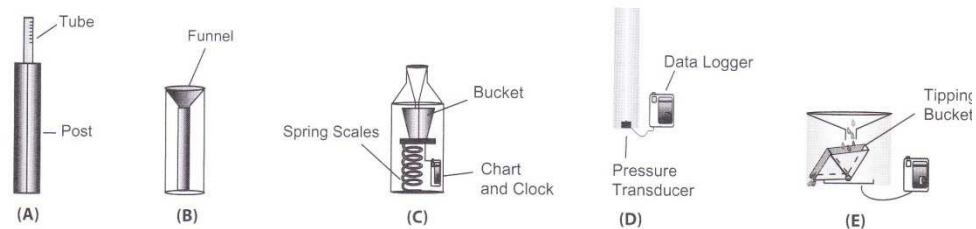


Figura 2.2. (A) Test tube; (B) standard; (C) weighing gage; (D) tubo con medidor de presión; (E) tipping bucket (fuente: Ward and Trimble, 2004)

- 1- El más simple es el **“test tube”** (figura 2.2a), el cual se puede amarrar a una cerca o colocarse verticalmente sobre la superficie del suelo. Este tipo de medidor es bastante fidedigno y su uso está ampliamente extendido entre los hidrólogos para aquellas áreas donde no es posible colocar una estación meteorológica completa. Muchos de estos tubos están hechos de vidrio por lo que no deberían ser instalados en áreas donde hiela.
- 2- El llamado **“standard”** (figura 2.2b) es el más utilizado en EEUU. La lluvia es recogida por un embudo y trasladada por medio de un tubo a un recipiente o cubo de recogida. Debido al pequeño agujero del embudo la evaporación del agua recogida se reduce de manera importante. El embudo se retira en periodo de nieve.
En estos dos primeros métodos la medida de precipitación es directa; de manera que el agua se almacenada en el recipiente se trasvasa a una probeta graduada, anotándose el volumen de agua caída para un periodo determinado.
- 3- El **cubo de pesada** o **“weighing gage”** (figura 2.2c) tiene incorporado un carrete de papel donde se registra la cantidad de lluvia depositada en el cubo. Este carrete gira a una velocidad constante mientras la pluma va escribiendo la profundidad de precipitación acumulada a lo largo del tiempo (figura 2.3). Cuando no llueve la línea registrada es horizontal, mientras que cuando llueve esta línea presenta una pendiente ascendente, la cual será más pronunciada cuanto mayor sea la intensidad de la lluvia. Por tanto, la intensidad de la lluvia se calcula a partir

de la pendiente de la línea de la siguiente manera:

$$\frac{\Delta p}{\Delta t} = \frac{p_2 - p_1}{t_2 - t_1}$$

Donde p_1 y p_2 es la precipitación acumulada en los tiempos t_1 y t_2 , tal y como se muestra en la figura 2.3. El procedimiento habitual es seleccionar intervalos de tiempo fijos y calcular Δp para cada intervalo. De esta forma es posible para un suceso de precipitación proporcionar datos de distinta duración.

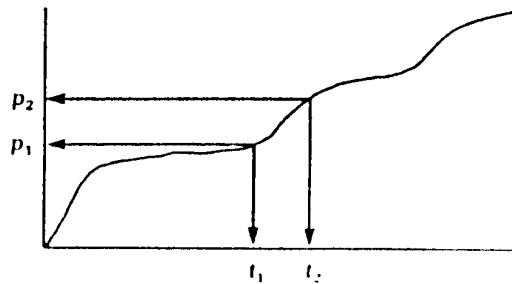


Figura 2.3. Computación de la intensidad de lluvia

- 4- Una variación del método anterior se muestra en la figura 2.2d, donde un tubo largo recoge la precipitación y un sensor de presión electrónico colocado en la base registra los cambios presión que serán guardados en un datalogger.
- 5- Por último, uno de los más usados es el “**tipping bucket**” (figura 2.2e). Éste se encuentra conectado a un datalogger. Posee dos pequeños recipientes calibrados, del mismo tamaño y peso. La lluvia entra a través de un embudo y se deposita en uno de los recipientes, el cual se inclina y registra en el datalogger el dato de medida. Luego la lluvia es trasvasada al otro recipiente hasta que éste se llene y, posteriormente, se vacíe a través de un agujero de drenaje.

2.2. Interpretación de los datos de precipitación

La elaboración de los datos obtenidos del pluviómetro es la siguiente:

- Las medidas diarias del pluviómetro se envían a la oficina de la Cuenca Hidrográfica del Servicio Meteorológico Nacional. Allí, se elabora una ficha que recoge, mes a mes en cada estación meteorológica, la pluviometría total, la máxima en 24 horas y el número de días de lluvia, nieve y/o granizo, así como la dirección del viento dominante en los días de lluvia. Con los datos diarios, mensuales y anuales se obtienen las series de datos de las estaciones pluviométricas.

- Los datos se pueden representar gráficamente en curvas de "Hietograma" (intensidad de precipitación) o "pluviograma" (lluvias acumuladas). (figura 2.4).

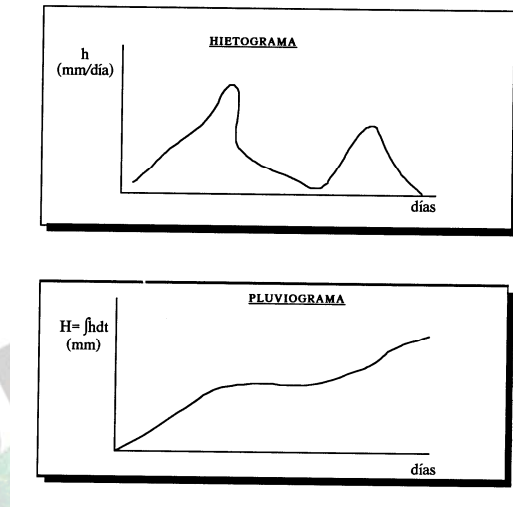


Figura 2.4. Curvas de intensidad de precipitación y lluvias acumuladas

2.2.1. Cálculo de la precipitación promedio sobre un área

Frecuentemente es necesario conocer la distribución de la lluvia caída en un área a partir de los datos registrados en múltiples estaciones meteorológicas. Esta distribución puede ser para un evento de precipitación en concreto, para un periodo de días, meses o, incluso, años. Para calcular dicha distribución existen tres métodos diferentes:

1- Método de la media aritmética

$$P_n = (P_1 + P_2 + \dots + P_n) / n$$

Es el método más sencillo pero tal vez el más inseguro. Se utiliza cuando se cuenta con una densa red de estaciones pluviométricas uniformemente distribuidas en el espacio. Se promedia la cantidad de precipitación (P) registrada en un número determinado de pluviómetros (n).

2- Método de Thiessen

Este método establece que en cualquier punto de la cuenca la lluvia es igual a la que se registra en el pluviómetro más cercano. Por medio de este procedimiento el área de estudio es subdividida en subáreas (polígonos) utilizando los pluviómetros como centro de dichos polígonos. Los pesos relativos de cada pluviómetro se determinan de las correspondientes áreas de aplicación en una red de polígonos de Thiessen, cuyas fronteras están formadas por los bisectores perpendiculares a las líneas que unen polígonos adyacentes, tal y como se muestra en la figura 2.5. La precipitación promedio

utilizando este método se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

Donde $\sum_{i=1}^n A_i$ es el área total de la cuenca, A_i es el área de cada polígono con una precipitación de P_i .

Este método se utiliza en paisajes de orografía suave, con pocos accidentes topográficos.

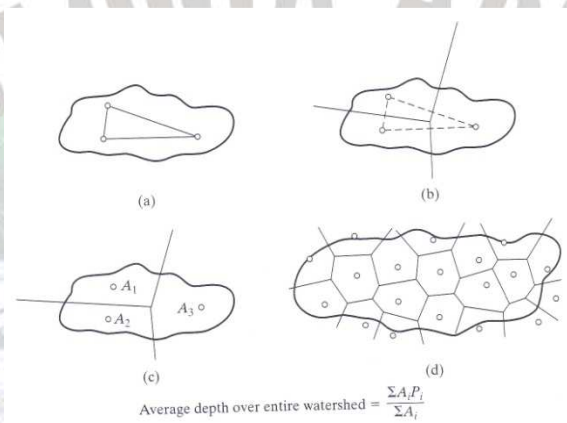


Figura 2.5. Construcción de un diagrama de Thiessen: (a) unir los pluviómetros; (b) dibujar los bisectores perpendiculares; y (c) calcular las áreas de cada polígono (A_1 , A_2 , A_3); (d) red completa. Fuente: Viessman and Lewis, 2003.

3- Método de las isoyetas

Es el método más preciso y más laborioso. Consiste en trazar para un período elegido (1 h, 6 h, 12 h, 1 día, 1 mes, 1 año, etc.) curvas de igual precipitación. El método se basa en la interpolación entre dos pluviómetros próximos. Lo primero es localizar los pluviómetros en un mapa y las precipitaciones registradas en cada uno de ellos. Luego se realiza una interpolación entre pluviómetros, tal y como se muestra en la figura 2.6. Una vez que el mapa de isoyetas está listo se mide el área (A_i) entre cada par de isoyetas y se multiplica por la precipitación promedio caída entre las dos isoyetas (P_i).

Así la lluvia media en la cuenca, P_m , vendría determinada por la siguiente ecuación:

$$P_m = \left(\frac{P_1 + P_2}{2} \cdot A_1 + \frac{P_2 + P_3}{2} \cdot A_2 + \dots + \frac{P_{n-1} + P_n}{2} \cdot A_{n-1} \right) / (A_1 + A_2 + \dots + A_{n-1})$$

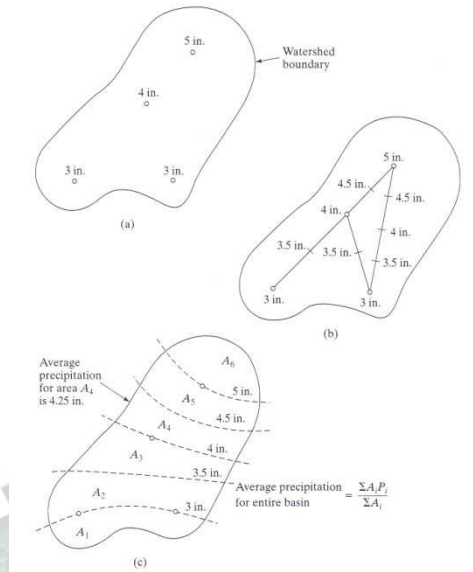


Figura 2.6. Construcción de un mapa de isoyetas: (a) localizar los pluviómetros; (b) interpolar los puntos; y (c) dibujar las isoyetas. Fuente: Viessman and Lewis, 2003.

2.2.2. Análisis de la frecuencia de precipitación: Curvas intensidad-duración-frecuencia (IDF)

Hay varios métodos para estimar el periodo de retorno de un evento de precipitación determinado. En el caso de la curva intensidad-duración-frecuencia se debe determinar estadísticamente la distribución de la cantidad de precipitación para la duración del evento de interés, representando esta distribución en un papel de probabilidad, e interpolando o extrapolando desde dicho gráfico para determinar la tormenta asociada al periodo de retorno.

Cuando en una estación se dispone de una larga serie de años de registros pluviográficos, se pueden dibujar curvas de intensidad-duración para distintas frecuencias (figura 2.7).

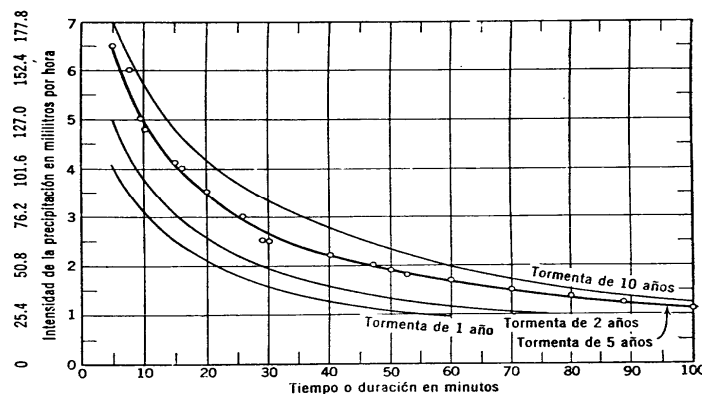


Figura 2.7. Curvas intensidad-duración-frecuencia

La Tabla 2.1 recoge series parciales de precipitaciones durante un período de 45 años. Más que el registro de todas las precipitaciones, lo que se tiene en consideración es el registro de las intensidades de las precipitaciones que superan un mínimo. Esto nos da la frecuencia con la que una precipitación de una intensidad y duración dada sería igualada o excedida durante el período del registro.

Tabla 2.1. Datos de precipitaciones para un periodo de 45 años.

Duración (min)	Intensidad (mm/h)									
	30	40	60	80	100	120	140	160	180	200
5					245	49	16	7	3	2
10				256	64	15	7	4	1	
15			241	94	18	6	3	2		
20	240	80	36	10	4	2	1			
30	44	17	9	2	2	1				
40	31	8	1							
50	12	3								
60	2									

Los valores de la tabla representan el número de sucesos (frecuencia) con que una tormenta de una intensidad y duración determinada puede producirse en un periodo de 45 años. Por ejemplo, la frecuencia con la que una precipitación con una intensidad de 160 mm/h y una duración de 5 minutos pueda ocurrir es de 7 veces en 45 años. Por tanto, la probabilidad media anual de que se produzca este suceso sería de $7/45=0,16$, es decir un 16%. Por otra parte, asumimos que la intensidad y la frecuencia son lineales. Por tanto, para una tormenta de una duración de 5 minutos y con una probabilidad de ocurrencia de cinco veces, podemos estimar que tiene una intensidad de 170 mm/h o superior.

Los hidrólogos y los ingenieros utilizan la *reprociudad* de la probabilidad media anual, la cual se denomina como la inversa de la probabilidad media anual (T):

$$T = \frac{1}{\text{probabilidad media anual}}$$

Para el caso del rango de la séptima tormenta podríamos decir que la media del período de retorno, para una tormenta de 5 minutos de duración y 160 mm/h de intensidad, es de 6,25 años ($1/0,16$). Significa que podríamos esperar una tormenta de 160 mm/h de intensidad o mayor cada 6,25 años de media.

Debido a que la cantidad de datos está limitado a los últimos 100 años o menos, es adecuado usar la formula de Weibull para calcular el período de retorno:

$$T = \frac{n + 1}{m}$$

T = período medio de retorno en años.

n = número de años de registro.

m = rango de la tormenta, con la mayor intensidad de tormenta dada a un rango de 1.

La fórmula de Weibull aplica una pequeña corrección cuando el número de años de registro es pequeño. A valores mayores de n, T es aproximadamente igual a n/m, valor que coincide con el obtenido mediante el término de reciprocidad.

Existen otras fórmulas para calcular T, las discrepancias mayores aparecen para el caso de grandes avenidas donde m es pequeño. Si $m \geq 5$, los valores calculados en los diversos métodos son casi idénticos.

Los datos intensidad-tiempo, en vez de conservarse en registros gráficos pueden formularse:

- * Ecuaciones individuales que expresan relaciones intensidad-tiempo para frecuencias específicas.
- * Ecuaciones que generalicen las relaciones intensidad-duración-frecuencia.

Así pues se obtienen buenos ajustes con ecuaciones tipo:

$$i = \frac{cT^m}{(t + d)^n}$$

Donde:

i = intensidad (mm/h).

T = tiempo de duración, min.

T = frecuencia en años.

c, d, m y n = coeficientes y exponentes regionales. (c: 5 a 50; d: 0 a 30; m: 0,1 a 0,5; n: 0,4 a 1,0.)

Esta ecuación se puede resolver ya sea gráficamente o por cuadrados mínimos. Para una tormenta de frecuencia específica la ecuación se reduce a:

$$i = \frac{cT^m}{(t+d)^n}$$

Donde $A=cT^m$.

Para resolver esta última ecuación gráficamente, aplicamos logaritmos y trazamos en papel logarítmico i versus t ($\log i = \log A - n \log (t+d)$). Debe encontrarse un solo valor de d que coloque los valores resultantes de $(t+d)$ a lo largo de una familia de líneas rectas con la misma pendiente para todas las frecuencias. Esta pendiente nos da el valor de n , lo cual nos permite calcular el valor de A .

El ajuste por cuadrados mínimos no presenta dificultad para la ecuación $A=cT^m$ cuando se escribe en forma de línea recta, sin embargo para la ecuación $i = A (t+d)^n$ es algo más laborioso. En la figura 2.8 se representan los valores de una tormenta de 5 años sobre papel doble logarítmico. Los puntos de alta intensidad y corta duración muestran una separación respecto a la línea recta trazada.

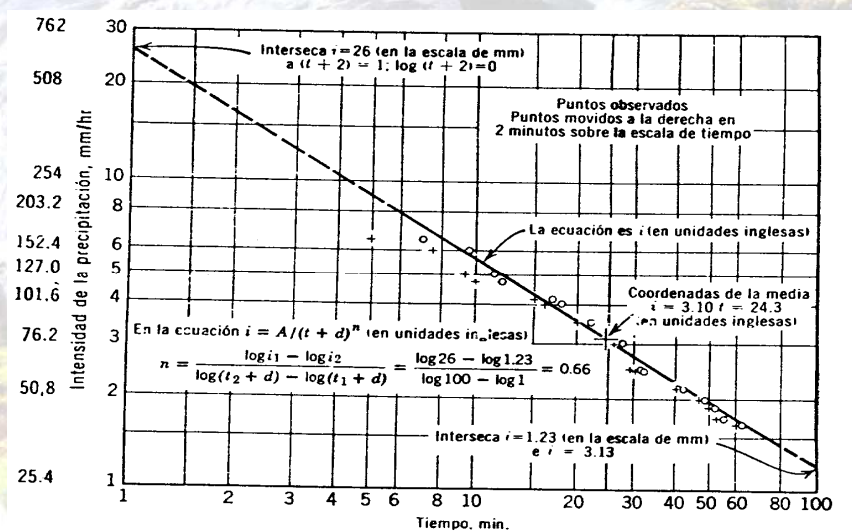


Figura 2.8. Gráfica intensidad-duración para una tormenta de 5 años.

En climas fríos la fusión de la nieve es un posible componente del balance de masas del agua. En tal caso, al final del invierno la nieve almacenada se empieza a derretir proporcionalmente al exceso de temperatura por encima del nivel de congelación. El procedimiento de determinación de la tasa de fusión de la nieve viene dado por la expresión de Chow (1964):

$$Q_{sm} = 0.0254 (0.03 (T_{avg} - 24) + 0.02 (T_{max} - 27)) A$$

T_m = temperatura diaria media, °C.

T_{max} = temperatura diaria máxima, °C.

A = constante, m/d, según la estación.

Resumiendo, para disponer de una familia de curvas intensidad-duración-frecuencia de una estación determinada debemos:

- Considerar todas las precipitaciones registradas a lo largo de un gran número de años.
- Clasificar estas precipitaciones en intervalos.
- Obtener para cada intervalo, la serie anual de intensidad media máxima anual (o superior a una cierta intensidad umbral).
- Relacionar la serie anual de intensidad media máxima con el periodo de retorno.
- Agrupar todas las correlaciones anteriores y definir familias de curvas intensidad-duración-frecuencia.

