



FACULTAD DE INGENIERÍA UNAM
DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA



Centro de Investigación y Desarrollo
de Educación en Línea



CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y
DESARROLLO DE EDUCACIÓN EN LÍNEA
(CIDEL)



Instructor:

Dr. Gustavo Paz Soldan

1 CUENCA HIDROLÓGICA

Existen varias definiciones de hidrología, pero la más completa es quizás la siguiente:

“Hidrología es la ciencia natural que estudia al agua, su ocurrencia, circulación y distribución en la superficie terrestre, sus propiedades químicas y físicas y su relación con el medio ambiente, incluyendo a los seres vivos.”

Aceptando esta definición, es necesario limitar la parte de la hidrología que se estudia en la ingeniería a una rama que comúnmente se llama ingeniería hidrológica o hidrología aplicada, que incluye aquellas partes del campo de la hidrología que atañen al diseño y operación de proyectos de ingeniería para el control y aprovechamiento del agua.

El análisis hidrológico exhaustivo es, pues, el primer paso fundamental en el diseño hidráulico. Las herramientas con que hoy cuenta el hidrólogo son múltiples y muy variadas, pero con frecuencia le son útiles sólo para situarse dentro del orden de magnitud de los parámetros que maneja.

Así como el ciclo hidrológico es el concepto fundamental de la hidrología, la cuenca hidrológica es su unidad básica de estudio. En este capítulo se estudiará este concepto y algunas nociones fundamentales de geomorfologías útiles en la ingeniería hidrológica.

CONCEPTO DE CUENCA

La definición anterior se refiere a una cuenca superficial; asociada a cada una de éstas existe también una cuenca subterránea, cuya forma en planta es semejante a la superficial; de ahí la aclaración de que la definición es válida si la superficie fuera impermeable.

Desde el punto de vista de su salida, existen fundamentalmente dos tipos de cuencas: endorreicas y exorreicas. En las primeras el punto de salida está dentro de los límites de la cuenca y generalmente es un lago; en las segundas el punto de salida se encuentra en los límites de la cuenca y está en otra corriente o en el mar.

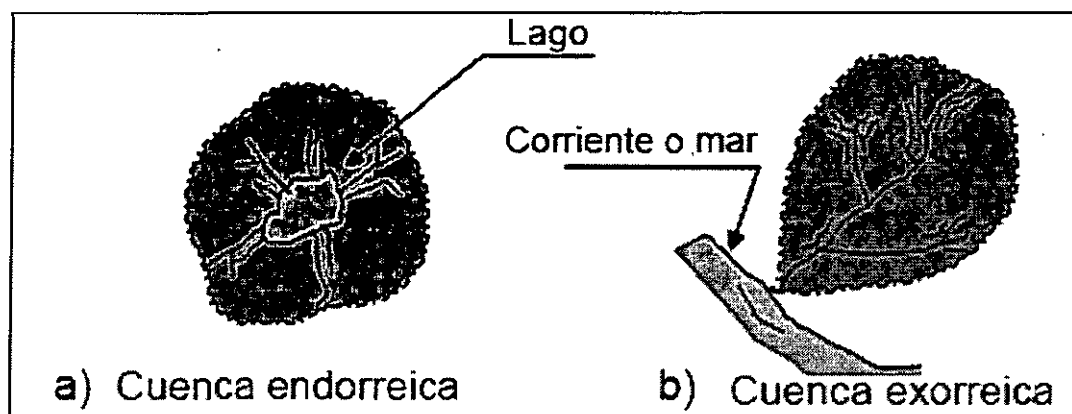


Fig 1.1 Tipos de cuencas

1.1 BALANCE HIDROLÓGICO

1.1.1 CICLO HIDROLÓGICO

El ciclo hidrológico, como ya se mencionó, se considera el concepto fundamental de la hidrología. De las muchas representaciones que se pueden hacer de él, la más ilustrativa es quizás la descriptiva (véase figura 1.1)

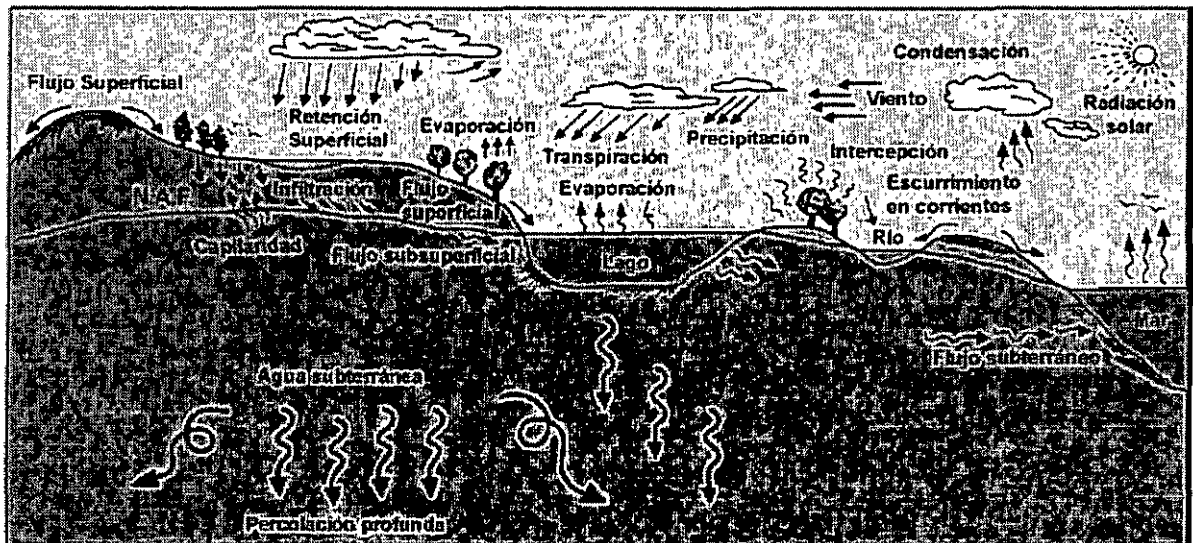


Fig 1.2 Ciclo hidrológico

Como todo ciclo, el hidrológico no tiene ni principio ni fin, y su descripción puede comenzar en cualquier punto. El agua que se encuentra sobre la superficie terrestre o muy cerca de ella se evapora bajo el efecto de la radiación solar y el viento.

El vapor de agua que así se forma se eleva y se transporta por la atmósfera en forma de nubes hasta que se condensa y cae la tierra en forma de nubes en forma de precipitación. Durante su trayecto hacia la superficie de la tierra, el agua precipitada puede volver a evaporarse o ser interceptada por las plantas o las construcciones y luego fluye por la superficie hasta las corrientes o se infiltra.

El agua interceptada y una parte de la infiltrada y de la que corre por la superficie se pueden evaporar nuevamente; de la precipitación que llega a las corrientes, una parte se infiltra y otra llega hasta los océanos y otros grandes cuerpos de agua, como presas y lagos.

Del agua infiltrada, una parte es absorbida por las plantas y posteriormente es transpirada, casi en su totalidad, hacia la atmósfera y otra parte fluye bajo la superficie de la tierra hacia las corrientes, el mar y otros cuerpos de agua, o bien hacia zonas profundas del suelo (percolación) para ser almacenada como agua subterránea y después aflorar en manantiales, ríos o el mar.

1.1.2 ECUACIÓN DE BALANCE HIDROLÓGICO

El ciclo hidrológico, visto a nivel de una cuenca, se puede esquematizar como un estímulo, constituido por la precipitación, al que la cuenca responde mediante el escurrimiento en su salida.

Entre el estímulo y la respuesta ocurren varios fenómenos que condicionan la relación entre uno y otra, y que están controlados por las características geomorfológicas de la cuenca y su urbanización.

Dichas características se clasifican en dos tipos, según la manera en que controlan los fenómenos mencionados: las que condicionan el *volumen de escurrimiento*, como el área de la cuenca y el tipo de suelo, y las que condicionan la velocidad de respuesta, como son el orden de corrientes, pendiente de la cuenca y los cauces, etc.

1.1.3 DETERMINACIÓN DE LA CUENCA

A continuación se describen las características de la cuenca y los cauces de mayor importancia por sus efectos en la relación precipitación-escurrimiento. El *parteaguas* es una línea formada por los puntos de mayor nivel topográfico y que separa la cuenca de las cuencas vecinas.

1.1.4 CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS

El *área de la cuenca* se define como la superficie, en proyección horizontal, delimitada por el parteaguas (véase figura 2.2).

La *corriente principal* de una cuenca es la corriente que pasa por la salida de la misma. Nótese que esta definición se aplica solamente a las cuencas exorreicas. Las demás corrientes de una cuenca de este tipo se denominan corrientes tributarias.

Todo punto de cualquier corriente principal. Las cuencas correspondientes a las corrientes tributarias o a los puntos de salida se llaman cuencas tributarias o subcuencas.

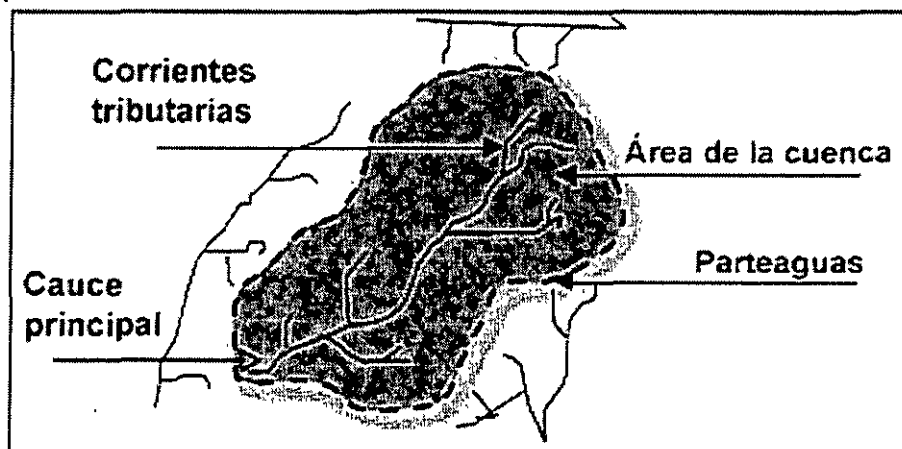


Fig 1.3 Características fisiográficas

Entre mas corrientes tributarias tenga una cuenca, es decir, entre mayor sea el grado de bifurcación de su sistema de drenaje, más rápida será su respuesta a la precipitación. Por ello, se ha propuesto un cierto número de indicadores de dicho grado de bifurcación, algunos de los cuales son los siguientes:

El **orden de corrientes** se determina como se muestra en la figura 2.3:

Una corriente de orden 1 es un tributario sin ramificaciones, una de orden 2 tiene sólo tributarios de primer orden, etc.

Dos corrientes de orden 1 forman una de orden 2, dos corrientes de orden 3 forman una de orden 4, etc., pero, por ejemplo, una corriente de orden 2 y una de orden 3 forman otra de orden 3.

El orden de una cuenca es el mismo que el de la corriente principal en su salida; así, por ejemplo, el orden de la cuenca de la figura 2.3 es 4. Nótese que el orden de una cuenca depende en mucho de la escala del plano utilizado para su determinación; en este sentido, las comparaciones entre una cuenca y otra deben hacerse con cuidado, especialmente cuando los planos correspondientes no están a la misma escala o están editados por diferentes organismos.

Otros indicadores del grado de bifurcación o eficiencia de una cuenca son la densidad de corrientes D_s , definida como el número de corrientes perennes e intermitentes por unidad de área y la densidad de drenaje D_d , definida como la longitud de corrientes por unidad de área:

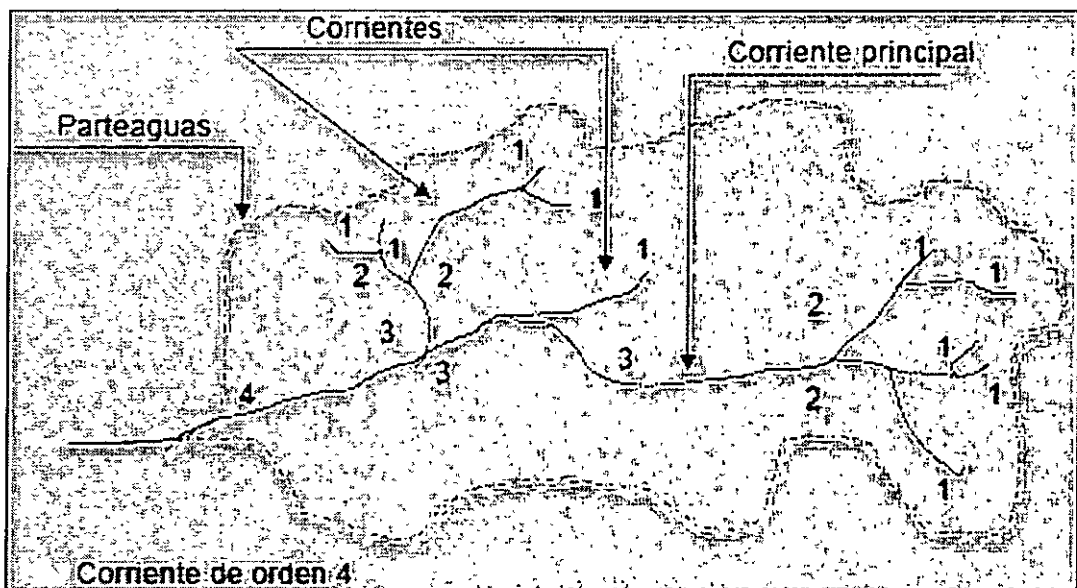


Fig 1.4 Orden de corrientes

1.2 PROPIEDADES

Las corrientes se clasifican de varias maneras, pero las más interesantes en la ingeniería hidrológica son las siguientes:

1.2.1 DEFINICIONES

Por el tiempo en que transportan agua. Según esta clasificación las corrientes pueden ser perennes, intermitentes o efímeras (véase figura 2.5).

En una corriente perenne el punto más bajo del cauce se encuentra siempre abajo del nivel de aguas freáticas. Estas corrientes transportan agua durante todo el año y siempre están alimentadas, totalmente o en parte, por el agua subterránea, es decir, son *efluentes*.

Una corriente intermitente transporta agua durante la época de lluvias de cada año, cuando el nivel freático asciende hasta quedar por encima del punto A (figura 2.5b).

En época de secas el nivel freático queda por debajo de dicho punto y la corriente no transporta agua, salvo cuando se presenta alguna tormenta. Es el caso de las corrientes efímeras o *influentes* el nivel freático está siempre debajo del punto A (figura 2.5c) y trasporta agua inmediatamente después de una tormenta, y, en este caso, alimenta a los almacenamientos de agua subterránea.

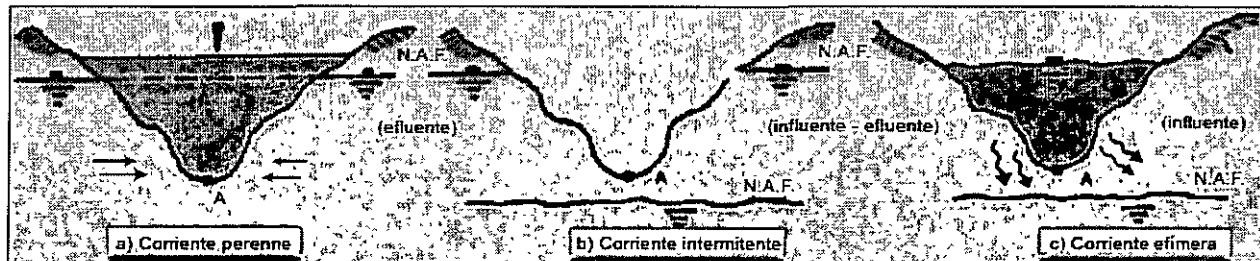


Fig 1.5 Tipo de corrientes

Generalmente, cada problema hidrológico es único en cuanto trata con un conjunto diferente de condiciones físicas dentro de una cuenca hidrológica específica, lo que implica que quien trabaja con ese tipo de problema de investigación: éste es uno de los grandes encantos de la hidrología.

No es un campo dogmático en la profesión de la ingeniería, sino un reto intelectual sistemático, es un ejercicio de la imaginación y de la inteligencia, de la prudencia y el sentido de la observación.

1.2.2 IMPORTANCIA DE LOS RECURSOS HIDROLÓGICOS

El ingeniero que se ocupa de proyectar, construir o supervisar el funcionamiento de instalaciones hidráulicas debe resolver numerosos problemas prácticos de muy variado carácter.

Por ejemplo, se encuentra con la necesidad de diseñar puentes, estructuras para el control de avenidas, presas, vertedores, sistemas de drenaje para poblaciones, carreteras, autopistas y sistemas de abastecimiento de agua. Sin excepción, estos diseños requieren de análisis hidrológicos cuantitativos para la selección del evento de diseño necesario.

El objetivo de la hidrología aplicada es la determinación de esos eventos, que son análogos a las cargas de diseño en el análisis estructural, por poner un ejemplo de la ingeniería civil. Los resultados son normalmente sólo estimaciones, con aproximación limitada en muchos casos y burda en algunos otros.

2 PRECIPITACIÓN

Desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica, la precipitación es la fuente primaria del agua de la superficie terrestre, y sus mediciones forman el punto de partida de la mayor parte de los estudios concernientes al uso y control del agua.

2.1 ANTECEDENTES

En este capítulo se estudiarán dos aspectos fundamentales de la precipitación: por un lado, la manera en que se produce y algunos métodos con que se puede predecir dadas ciertas condiciones atmosféricas, para lo cual será necesario revisar algunos aspectos básicos de meteorología y, por otro, la manera en que se mide la precipitación y diversos criterios para el análisis, síntesis, corrección y tratamiento de los datos.

La meteorología es el estudio de todos los fenómenos atmosféricos. El estudio de los fenómenos relacionados con el agua atmosférica, que son los que interesan en la ingeniería hidrológica, se denomina hidrometeorología. Aun cuando está dentro de la meteorología, la hidrometeorología constituye por sí misma toda una ciencia, cuyo tratamiento ocuparía un volumen mayor que el presente, de manera que en este texto solamente es posible revisar unos cuantos conceptos básicos.

2.1.1 Definiciones

a) *Presión atmosférica.* Es el peso de la columna de aire que gravita sobre una unidad de área, dividido entre dicha unidad de área.

La presión atmosférica se mide normalmente con aparatos que usan el mismo principio que el de Torricelli; entre mayor sea la presión atmosférica, mayor será la altura h de la columna que se alcance en el tubo.

Al nivel del mar, esta columna alcanza una altura de aproximadamente $h = 760\text{mm}$ de Hg. La altura h se usa como unidad de presión. Otras unidades de presión atmosférica muy usadas son el bar ($1\text{ bar} = 760\text{ mm Hg}$), la atmósfera ($1\text{ atm} = 1.033\text{ kgf/cm}^2$) y el Pascal ($1\text{ Pa} = 1\text{ N/m}^2$). Un bar se define como la presión que existe en promedio al nivel del mar, con una temperatura de $0\text{ }^\circ\text{C}$.

Existe una convención internacional que estipula que la presión estándar o de referencia sea la que se tiene al nivel del mar y con una temperatura de $15\text{ }^\circ\text{C}$, que es de 1013.2 mb ($1\text{ bar} = 1\ 000\text{ mb}$, $\text{mb} = \text{milibares}$). Numéricamente, $1\text{ mb} = 1\text{ hPa}$ (hectopascal).

La presión varía con la altitud a razón de aproximadamente 1 mb por cada 10 m , o más exactamente en la forma:

donde z = altitud sobre el nivel del mar en m y p = presión en mb .

b) *Presión de vapor.* La atmósfera está formada por una gran cantidad de elementos, como son hidrógeno, oxígeno, dióxido de carbono, etc.

Desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica, el componente más importante es, desde luego, el agua, en forma sólida, líquida y, especialmente,

gaseosa, a pesar de que el agua líquida y el hielo juntos no pasan, en promedio, del 1% del volumen de la atmósfera y el vapor de agua no representa más del 4%.

La cantidad de vapor de agua contenida en el aire se expresa como la presión que ejercería si todos los otros gases estuvieran ausentes, esto es, como el peso de una columna de vapor por unidad de área, al cual se conoce como *presión de vapor*.

Para una temperatura y presión dadas, siempre hay una cantidad máxima de vapor por unidad de volumen que puede existir sin condensarse, es decir, sin pasar al estado líquido. Cuando una masa de aire contiene esta cantidad máxima de vapor, se dice que está *saturada* y la temperatura existente en ese momento se denomina *punto de rocío*.

La *presión de vapor de saturación* es la presión de vapor que existe en una masa de aire cuando está saturada. La curva correspondiente a una humedad relativa del 100% es la presión de vapor de saturación.

La presión de vapor del aire se puede estimar mediante la ecuación donde e es la presión de vapor, T_d es el punto de rocío, T_a es la temperatura real del aire, medida con un termómetro común (también llamado de bulbo seco), T_w es la temperatura medida con un termómetro que tiene el depósito de mercurio cubierto con una franela húmeda (o termómetro de bulbo húmedo), y e_w es la presión de vapor de saturación para T_w . T_a se conoce normalmente como temperatura de bulbo seco y T_w como temperatura de bulbo húmedo.

Las temperaturas se miden en °C y las presiones en cualquier unidad apropiada.

c) *Humedad relativa*. Es la relación entre la presión de vapor real y la de saturación, expresada en porcentaje

La humedad relativa se mide por medio del hidrógrafo o higrómetro. La humedad relativa se relaciona con la presión de vapor y la temperatura.

d) *Humedad absoluta*. Es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire, también llamada *densidad de vapor o concentración de vapor*.

e) *Humedad específica*. Se define como la relación entre la masa de vapor y la de aire húmedo (aire + vapor)

El viento es aire en movimiento. Su velocidad se mide mediante *anemómetros* o *anemógrafos* y su dirección por medio de veletas. Las unidades en que se expresa la velocidad del viento más comunes son km/h, m/s o nudos (1 nudo = 0.526 m/s). Generalmente, se le llama "viento" sólo a la componente horizontal del movimiento del aire, pues la vertical casi siempre es muy pequeña.

2.1.2 MODELOS

Los modelos de lluvia son métodos con los cuales se aíslan los factores significativos en el proceso de precipitación y se extrapolan hasta sus extremos probables, de tal manera que se tenga una idea razonable de la máxima

precipitación que puede caer en una zona, dadas ciertas condiciones atmosféricas.

Estos modelos son más aplicables a gran escala que a tormentas pequeñas, pues en las últimas los errores que inevitablemente se cometen en la estimación del flujo de humedad pueden llegar a ser considerables.

Los modelos de lluvia más simples son el de plano inclinado y el convergente. El primero describe, de modo simplificado, el proceso que se da en la producción de precipitación en tormentas orográficas o frontales, mientras que el segundo describe el que se verifica en el caso de tormentas convectivas o en el de las ciclónicas.

Tanto en el caso del modelo de plano inclinado como en el del convergente, es necesario fijar las altitudes o niveles de presión que limitan al modelo.

2.1.3 MEDICIÓN

Los aparatos más habituales en México para medir la precipitación son los pluviómetros y los pluviógrafos.

Los pluviómetros están formados por un recipiente cilíndrico graduado de área transversal a al que descarga un embudo que capta el agua de lluvia, y cuya área de capacitación es A . Se acostumbra colocar en el embudo un par de mallas para evitar la entrada de basura u otros objetos.

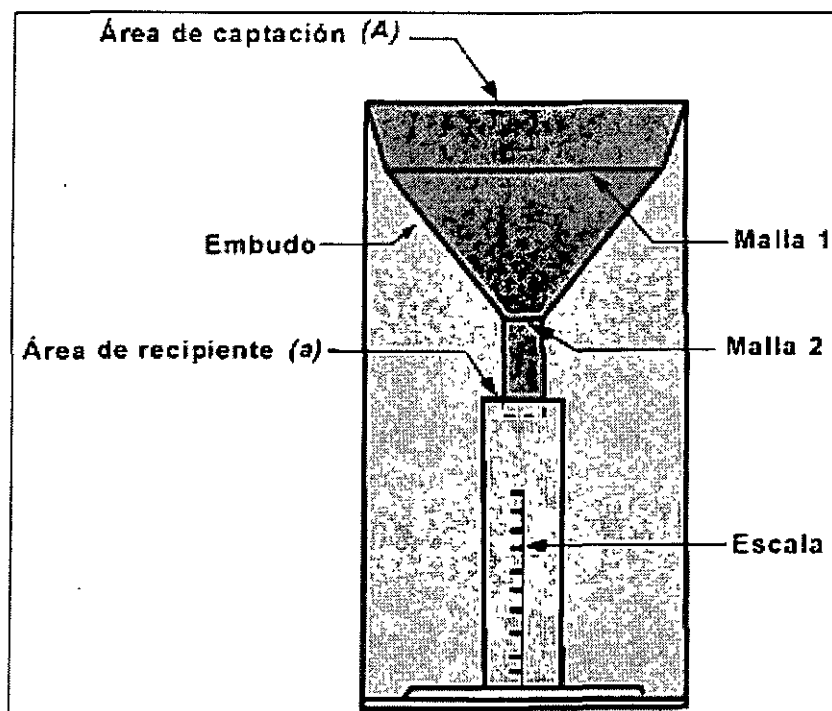


Fig 2.1 Pluviómetro

El área de captación A es normalmente diez veces mayor que el área del recipiente a , con el objeto de que, por cada milímetro de lluvia, se deposite un centímetro en el recipiente. De este modo, es posible hacer las lecturas a simple vista hasta de una décima de milímetro de lluvia, que corresponde a un milímetro depositado en el recipiente.

En México se acostumbra tomar lecturas de los pluviómetros diariamente a las 8 de la mañana.

Los pluviógrafos son semejantes a los pluviómetros, con la diferencia de que tienen un sistema mecánico o electrónico para producir un registro continuo de precipitación.

En el primer caso, el mecanismo está formado por un tambor que gira a velocidad constante sobre el que se coloca un papel graduado especialmente. En el recipiente se coloca un flotador que se une mediante un juego de varillas a una plumilla que marca las alturas de precipitación en el papel

El pluviógrafo antes descrito ha sido de uso común en México, aunque está cayendo en la obsolescencia. Actualmente se instalan preferentemente pluviógrafos de balancín, que tienen dos recipiente colocados en un balancín, de modo que cuando uno de ellos se llena desequilibra una balanza, que gira dejando el otro recipiente en posición de ser llenado

En algunos aparatos el volumen de agua necesaria para hacer girar el balancín es el correspondiente a 0.25mm de lluvia. En este tipo de pluviógrafos, al girar el balancín se acciona un interruptor que produce un impulso eléctrico que a su vez mueve la plumilla para registrar la altura de precipitación correspondiente.

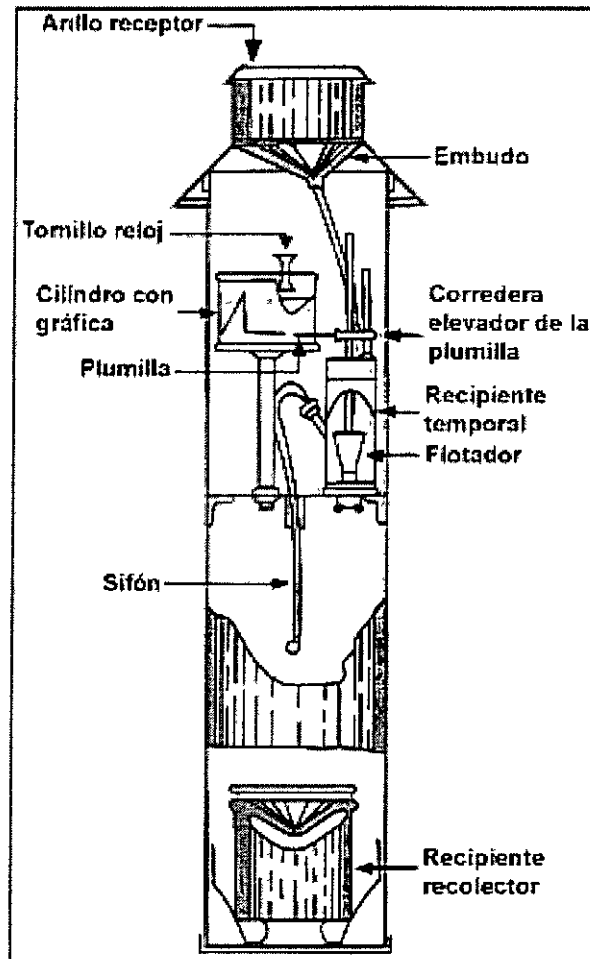


Fig 2.2 Pluviógrafo

2.2 REGISTROS PLUVIOMÉTRICOS Y PLUVIOGRÁFICOS

El registro que se obtiene de un pluviógrafo se llama *pluviograma*. Normalmente, en el caso de los pluviómetros mecánicos, este registro es similar al mostrado.

El registro, obtenido directamente de un pluviógrafo de flotador y sifón, los descensos ocurren cuando se ha llenado el recipiente, esto es, cuando se han alcanzado 100mm de precipitación y se desaloja el agua contenida en él por medio del sifón. Es frecuente que el pluviógrafo tenga alguna falla y por ello los registros resultan defectuosos. En ocasiones es posible recuperar los datos de un registro defectuoso y a veces no, dependiendo del tipo de falla.

Tanto para comprobar que el pluviógrafo funciona correctamente como para recuperar los datos de un registro defectuoso, conviene ayudarse del registro del pluviómetro.

Cuando no hubo lluvia en un día dado, se acostumbra poner el mismo papel al día siguiente y así sucesivamente hasta que se registre alguna precipitación; la precipitación registrada corresponde, obviamente, al último día.

Si a un registro se le quitan los descensos, se obtiene una gráfica de precipitación acumulada contra el tiempo llamada curva masa de precipitación.

Nótese que esta curva es no decreciente, y que su pendiente, en cualquier tiempo, es igual a la intensidad de la lluvia (altura de precipitación por unidad de tiempo) en ese instante.

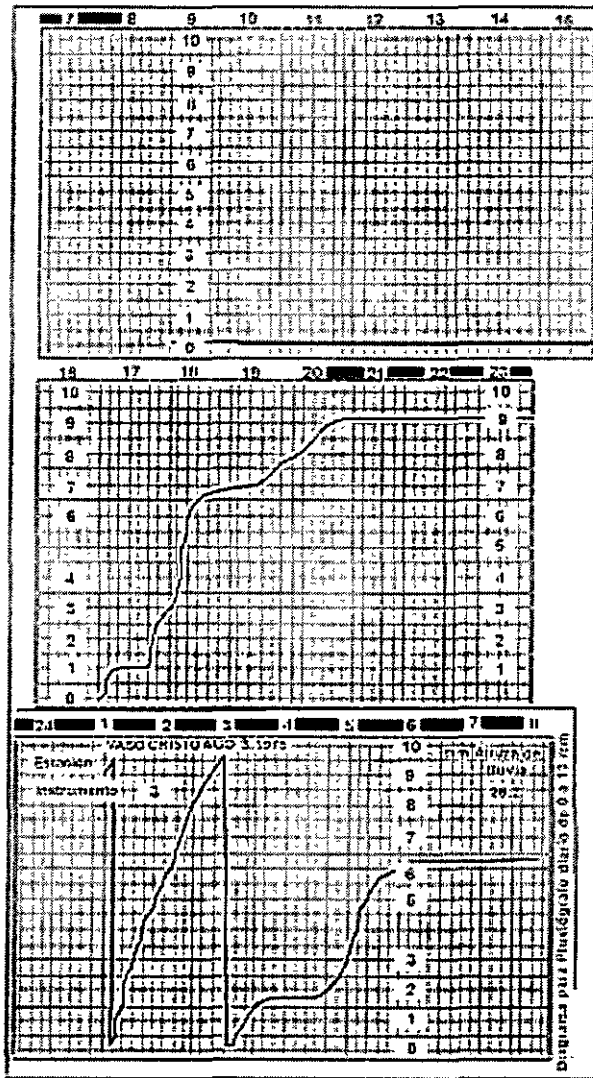


Fig 2.3 Tipos de registros

2.2.1 HISTOGRAMAS

El hietograma se construye dividiendo el tiempo que duró la tormenta en n intervalos (que pueden ser iguales o no) y midiendo la altura de precipitación que se tuvo en cada uno de ellos. El hietograma puede obtenerse dividiendo la altura de precipitación de cada barra entre el tiempo Δt que dura la misma. Ambos tipos de hietogramas son equivalentes, pero uno puede ser más útil que el otro dependiendo del tipo de análisis, como se verá más adelante.

El intervalo Δt seleccionado es importante en cuanto a la información que proporciona el hietograma; un valor de Δt demasiado grande arrojaría muy poca información y uno muy pequeño la daría excesiva y difícil de manejar.

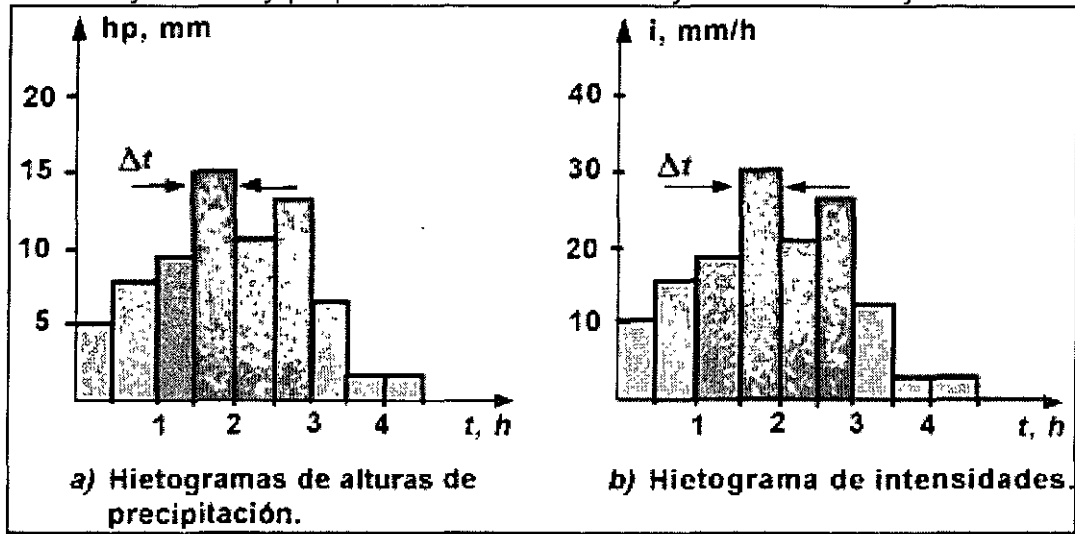


Fig 2.4 Hietogramas

2.2.2 CURVA MASA

A partir de una curva de masa de precipitación es posible dibujar diagramas de barras que representen las variaciones de la altura de precipitación o de su intensidad en intervalos de tiempo previamente seleccionados. Estos diagramas de barras se llaman hietogramas.

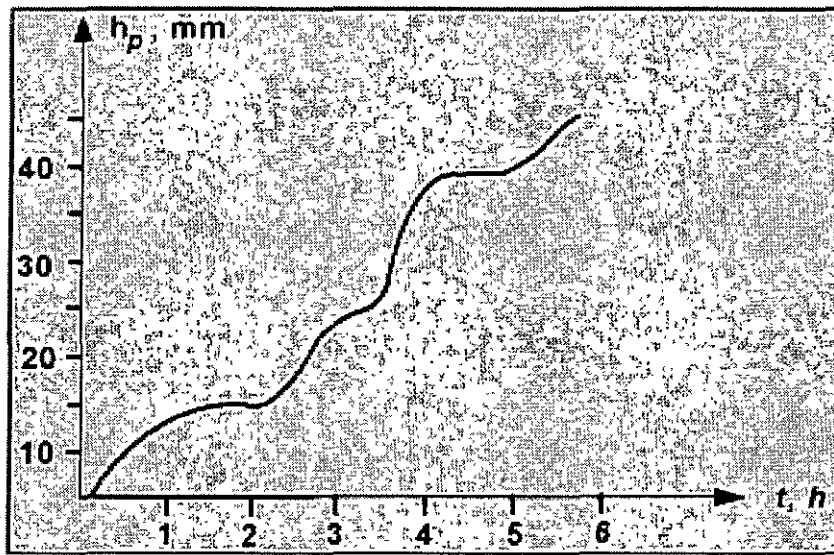


Fig 2.5 Curva masa

2.2.3 INTENSIDAD MÁXIMA

En general, la altura de lluvia que cae en un sitio dado difiere de la que cae en los alrededores aunque sea en sitios cercanos. Los aparatos descritos en el

subcapítulo 6.2 registran la *lluvia puntual*, es decir, la que se produce en el punto en que está instalado el aparato y, para los cálculos ingenieriles, es necesario conocer la *lluvia media* en una zona dada, como puede ser una cuenca.

2.3 PRECIPITACIÓN EN UNA ZONA

Por el contrario, el método de los polígonos de Thiessen sí toma en cuenta la distribución de las estaciones en el área de la cuenca, pero no los factores topográficos y de otro tipo de afectan a la distribución de la lluvia; este método es, sin embargo, más conveniente que el de las isoyetas desde el punto de vista práctico, particularmente para cálculos repetitivos, como cuando se analiza una gran cantidad de tormentas, pero los polígonos no cambian a menos que se agreguen o se eliminen estaciones.

2.3.1 PRECIPITACIÓN MEDIA

Para calcular la lluvia media de una tormenta dada, existen tres métodos de uso generalizado:

a) Método aritmético

Consiste simplemente en obtener el promedio aritmético de las alturas de precipitación registradas en cada estación usada en el análisis: donde hp es la altura de precipitación media, hpi es la altura de precipitación registrada en la estación y n es el número de estaciones bajo análisis.

b) Polígonos de Thiessen.

Este método consiste en lo siguiente:

1. Unir, mediante líneas rectas dibujadas en un plano de la cuenca, las estaciones más próximas entre sí (líneas discontinuas). Con ello se forman triángulos en cuyos vértices están las estaciones pluviométricas.
2. Trazar las líneas rectas que bisecan los lados de los triángulos (líneas rectas continuas). Por geometría elemental, las bisectrices correspondientes a cada triángulo convergerán en un solo punto.
3. Cada estación pluviométrica quedará rodeada por las líneas rectas del paso 2, que forman los llamados polígonos de Thiessen y, en algunos casos, en parte por el parteaguas de la cuenca. El área encerrada por los polígonos de Thiessen y el parteaguas será el *área de influencia* de la estación correspondiente.

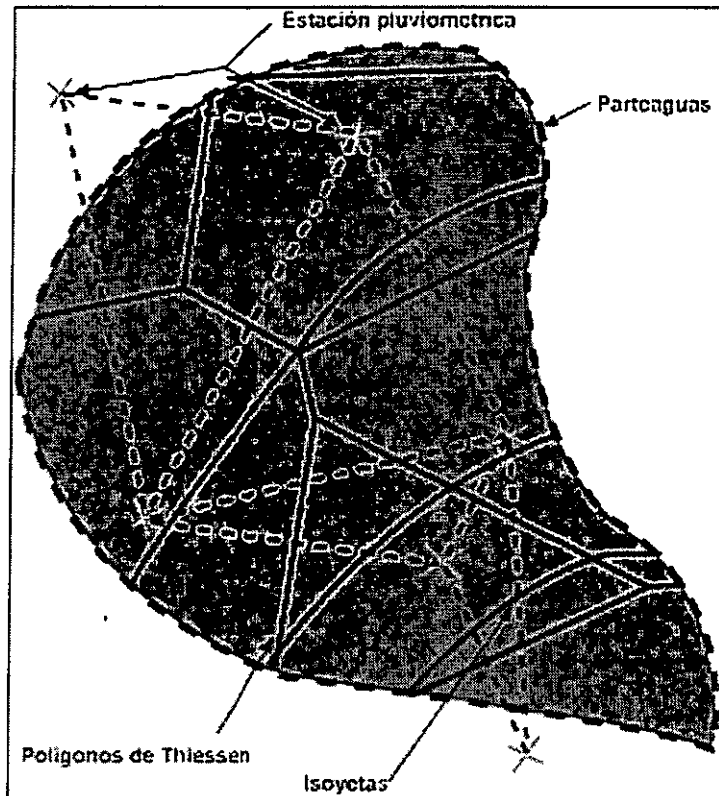


Fig 2.6 Polígonos de Thiessen

2.3.2 CONSISTENCIA DE DATOS

Es frecuente que en un registro de precipitación falten los datos de un cierto periodo, debido a la ausencia del operador o a fallas del aparato registrador. En estos casos se pueden estimar los datos faltantes si se tienen registros simultáneos de algunas estaciones situadas cerca de la estación en cuestión y uniformemente repartidas.

Una manera de hacerlo es mediante una gráfica, donde se correlacionan las precipitaciones medidas en una estación cercana o el promedio de las medidas en varias estaciones circundantes con la registrada en la estación en estudio.

Una vez obtenida esta gráfica, y si la correlación es aceptable, bastaría conocer la precipitación en la estación más cercana, o bien la precipitación media de las estaciones circundantes consideradas en los días en cuestión para deducir los datos faltantes.

Cuando la correlación obtenida del análisis anterior no es aceptable, se puede usar otro método, basado en la precipitación media anual, que sigue dos tipos de criterios:

a. Si la precipitación media anual en cada una de las estaciones circundantes difiere en menos del 10% de la registrada en la estación en estudio, los datos

faltantes se estiman haciendo un promedio aritmético de los registrados en las estaciones circundantes.

2.4 ANÁLISIS DE REGISTROS

El análisis de registros se realiza de las siguientes formas mediante la elaboración de gráficos y curvas para el modelado y diseño de condiciones de diseño.

2.4.1 CURVAS ALTURA DE PRECIPITACIÓN-ÁREA-DURACIÓN

Las curvas altura de precipitación-área-duración sirven para determinar el potencial de precipitación que existe en una zona dada y, además, constituyen uno de los métodos más simples que existen para trasponer tormentas de un sitio a otro.

Este análisis trata de establecer las cantidades máximas de precipitación que se producen en diferentes áreas y para diferentes duraciones, con base en una red de estaciones que registran simultáneamente la precipitación durante una tormenta dada. Estas curvas se extrapolan a sus valores máximos probables para ser usadas en estudios de estimación de avenidas.

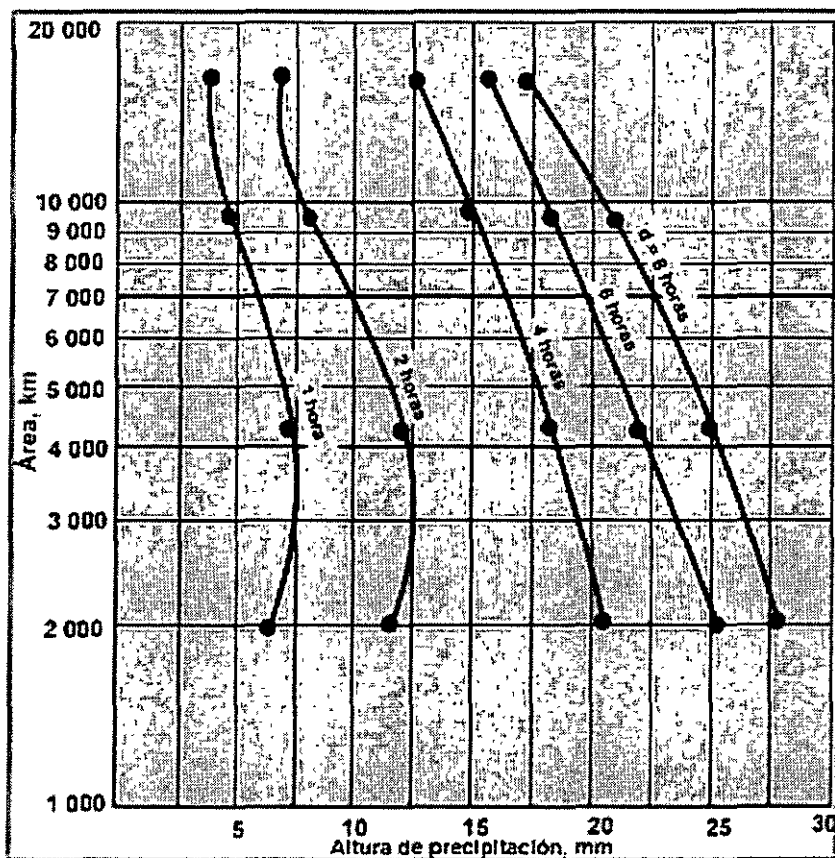


Fig 2.7 Curvas Altura de precipitación-Área-Duración

Cuando se tienen datos de una tormenta, el procedimiento para determinar estas curvas es el siguiente:

- a. Dibujar las curvas masa de las estaciones que cuentan con pluviógrafo.
- b. Trazar los polígonos de Thiessen para las estaciones pluviográficas.
- c. Dibujar las isoyetas correspondientes a la altura de precipitación total de la tormenta, medida tanto con estaciones pluviográficas como pluviométricas.
- d. Calcular el área encerrada entre cada dos isoyetas y el parteaguas de la cuenca, así como la precipitación media en esa área, de manera similar al ejemplo 6.3c. Para las isoyetas próximas al parteaguas, el área será la encerrada entre la isoyeta y el parteaguas.
- e. Superponer el plano de isoyetas al de los polígonos de Thiessen (incisos c y b, respectivamente) y calcular la porción del área de influencia de cada estación pluviográfica que queda entre cada dos isoyetas.
- f. Determinar la curva masa media correspondiente al área encerrada por cada isoyeta y el parteaguas, partiendo de la de mayor precipitación, como si ésta fuera una cuenca. Estas curvas masa medias se pueden ajustar de manera semejante a como se hizo en el ejemplo 6.4.
- g. Seleccionar diferentes duraciones de interés, que en general pueden ser múltiplos de 6h, aunque este intervalo varía en función del área de la cuenca.
- h. Para cada duración, seleccionar los máximos incrementos de precipitación de las curvas masa calculadas en el inciso f, de manera que están situados en intervalos de tiempos contiguos.
- i. Dibujar los datos de área, altura de precipitación y duración

2.4.2 CURVAS INTENSIDAD-DURACIÓN-PERÍODO DE RETORNO

El grado óptimo de seguridad de una estructura depende, por un lado, de su costo y, por otro, del costo de las pérdidas asociadas con una falla.

Por ejemplo, puede ser aceptable que un aeropuerto pequeño se inunde en promedio una vez cada dos o tres años, si el costo de su sistema de drenaje se compara con el de uno que sólo permita inundaciones una vez cada 50 años en promedio, o más aún, podría resultar totalmente incosteable un sistema de drenaje con el que se pudiera extraer cualquier cantidad de precipitación por grande que fuera, aun cuando tal drenaje fuera posible de construir.

Por otra parte, sería poco económico y poco ético aceptar un riesgo alto de falla del vertedor de una presa grande situada aguas arriba en una ciudad importante,

pues esta falla tendría consecuencias desastrosas, mientras que en el ejemplo del aeropuerto una insuficiencia del drenaje no ocasionaría más que algunas molestias a los usuarios.

Sin embargo, al menos en lo que a la teoría estadística respecta, no es posible tener una seguridad del 100% de que no exista ninguna avenida cuyas dimensiones hagan insuficiente el vertedor de la presa, sino que sólo se puede hablar de aceptar un riesgo pequeño.

La magnitud de este riesgo aceptable depende del balance entre el costo de la obra y de los daños que se producirían al verificarse una falla, y para poder determinar cuál es el riesgo que se corre al proponer los parámetros de diseño de la obra, es necesario analizar estadísticamente los datos hidrológicos recabados en la zona en estudio.

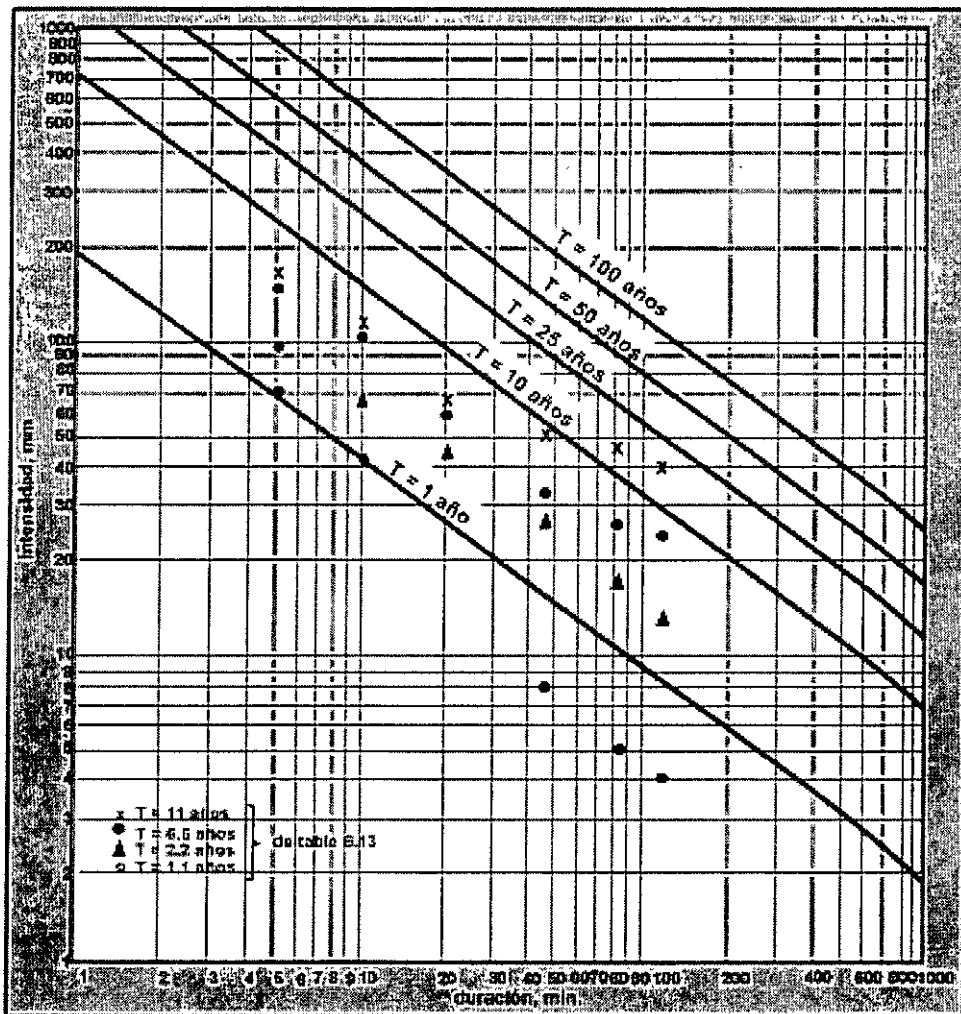


Fig 2.8 Curvas Intensidad-Duración-Periodo de retorno

Estos datos son fundamentalmente de dos tipos: escurrimientos y precipitaciones. Un análisis del primer tipo de datos tendría como resultado directo un parámetro de diseño, que es el gasto máximo, mientras que el segundo proporcionaría datos

con los cuales sería necesario alimentar un modelo de la relación lluvia-escorrentía, para obtener una avenida de diseño.

En este capítulo se estudiará sólo parte del análisis estadístico de precipitaciones, que se refiere a las curvas intensidad-duración-periodo de retorno, y todo lo referente a escorrentías se tratará con amplitud en el capítulo 9, donde también se hará una revisión más profunda de los conceptos de probabilidad y estadística aplicables a la hidrología.

3 ESCURRIMIENTO E INFILTRACIÓN

Una vez que la precipitación alcanza la superficie del suelo, se infiltra hasta que las capas superiores del mismo se saturan. Posteriormente, se comienzan a llenar las depresiones del terreno y, al mismo tiempo, el agua comienza a escurrir sobre su superficie.

Este escurrimiento, llamado *flujo en la superficie del terreno** se produce mientras el agua no llegue a cauces bien definidos (es decir, que no desaparecen entre dos tormentas sucesivas). En su trayectoria hacia la corriente más próxima, el agua que fluye sobre el terreno se sigue infiltrando, e incluso se evapora en pequeñas cantidades. Una vez que llega a un cauce bien definido se convierte en *escurrimiento en corrientes*.

Lo importante en realidad es la rapidez con que una cuenca responde a una tormenta, pues esto es lo que determina la magnitud de las correspondientes avenidas.

3.1 ESCURRIMIENTO

El escurrimiento se define como el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca. El agua proveniente de la precipitación que llega hasta la superficie terrestre –una vez que una parte ha sido interceptada y evaporada- sigue diversos caminos hasta llegar a la salida de la cuenca. Conviene dividir estos caminos en tres clases: escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial y escurrimiento subterráneo.

El escurrimiento subterráneo es el que de manera más lenta llega hasta la salida de la cuenca (puede tardar años en llegar), y, en general difícilmente se le puede relacionar con una tormenta particular, a menos que la cuenca sea demasiado pequeña y su suelo muy permeable. Debido a que se produce bajo el nivel freático, es el único que alimenta a las corrientes cuando no hay lluvias y por eso se dice que forma el *escurrimiento base*. El escurrimiento subsuperficial puede ser casi tan rápido como el superficial o casi tan lento como el subterráneo, dependiendo de la permeabilidad de los estratos superiores del suelo; por ello es difícil distinguirlo de los otros dos. Cuando es relativamente rápido se le trata junto con el escurrimiento superficial y cuando es relativamente lento se le considera parte del subterráneo. La clasificación anterior, aunque ilustrativa, no deja de ser arbitraria.

El agua puede comenzar su viaje hacia la corriente como flujo superficial e infiltrarse en el camino, terminando como escurrimiento subsuperficial o subterráneo. A la inversa, el escurrimiento subsuperficial puede emerger a la superficie si en su camino se encuentra con un estrato muy permeable que aflora en una ladera.

3.1.1 AFORO DE CORRIENTES

Aforar una corriente significa determinar a través de mediciones el gasto que pasa por una sección dada. En México se usan básicamente tres tipos de métodos para aforar corrientes, a saber:

- Secciones de control
- Relación sección-pendiente
- Relación sección-velocidad

Si se mide el gasto (que se define como el volumen de escurrimiento por unidad de tiempo) que pasa de manera continua durante todo el año por una determinada sección transversal de un río y se grafican los valores obtenidos contra el tiempo.

El método de las secciones de control es el más preciso de todos para el aforo, pero presenta algunos inconvenientes. En primer lugar, es relativamente costoso y, en general, sólo se puede usar cuando los gastos no son muy altos. En el caso de los estrechamientos, se restringe el transporte de objetos arrastrados por la corriente y la sección puede obstruirse. Un inconveniente de los vertedores es que generan un remanso aguas arriba de la sección. Por ello, este método es adecuado en ríos pequeños, cauces artificiales (como por ejemplo canales de riego) o cuencas experimentales.

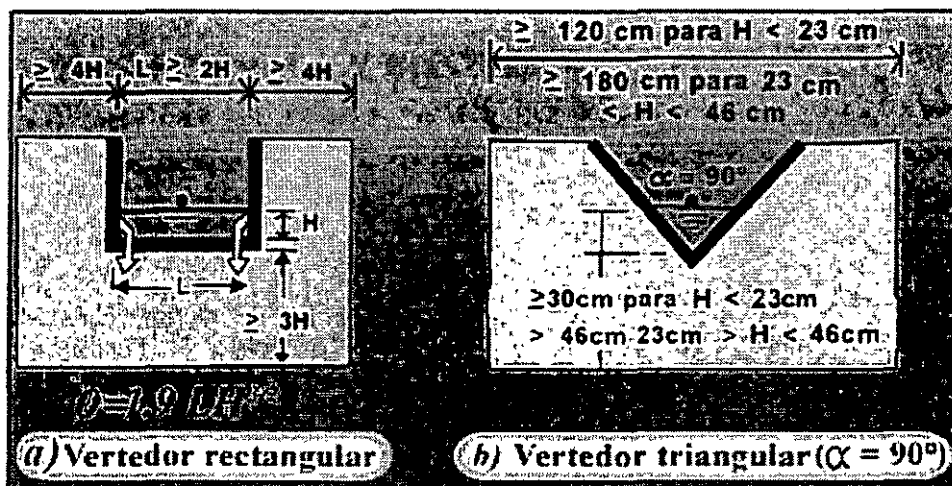


Fig 3.1 Tipos de vertedores

Relación sección-velocidad Este es el método más usado en México para aforar corrientes. Consiste básicamente en medir la velocidad en varios puntos de la sección transversal y después calcular el gasto por medio de la ecuación de continuidad 3.9. La velocidad del flujo en una sección transversal de una corriente tiene una distribución como la que se muestra en la figura. Para determinar el gasto no es suficiente entonces medir la velocidad en un solo punto, sino que es

necesario dividir la sección transversal del cauce en varias subsecciones llamadas dovelas.

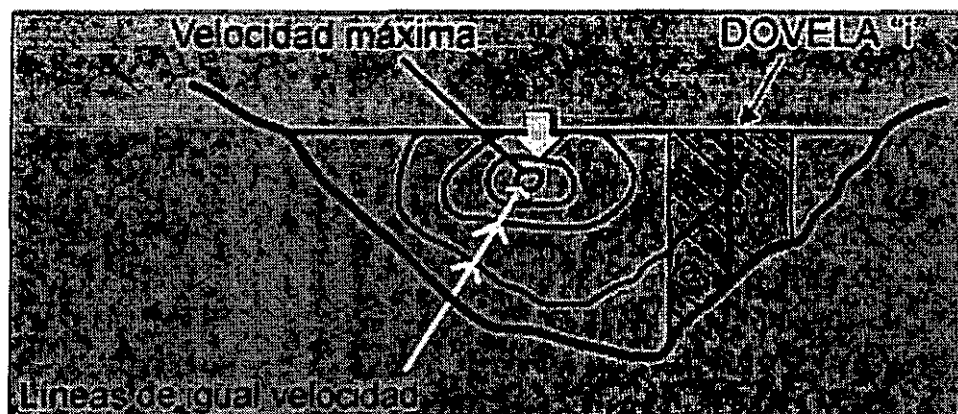


Fig 3.2 Sección transversal tipo

3.1.2 DESCRIPCIÓN DEL ESCURRIMIENTO

El flujo sobre el terreno, junto con el escurrimiento en corrientes, forma el escurrimiento superficial. Una parte del agua de precipitación que se infiltra escurre cerca de la superficie del suelo y más o menos paralelamente a él. A esta parte del escurrimiento se le llama *escurrimiento subsuperficial*; la otra parte, que se infiltra hasta niveles inferiores al freático, se denomina *escurrimiento subterráneo*. De los tres tipos de escurrimiento, el superficial es el que llega más rápido hasta la salida de la cuenca. Por ello, está relacionado directamente con una tormenta particular y entonces se dice que proviene de la *precipitación en exceso o efectiva* y que constituye el *escurrimiento directo*.

3.1.3 CONSTRUCCIÓN DE HIDROGRAMAS

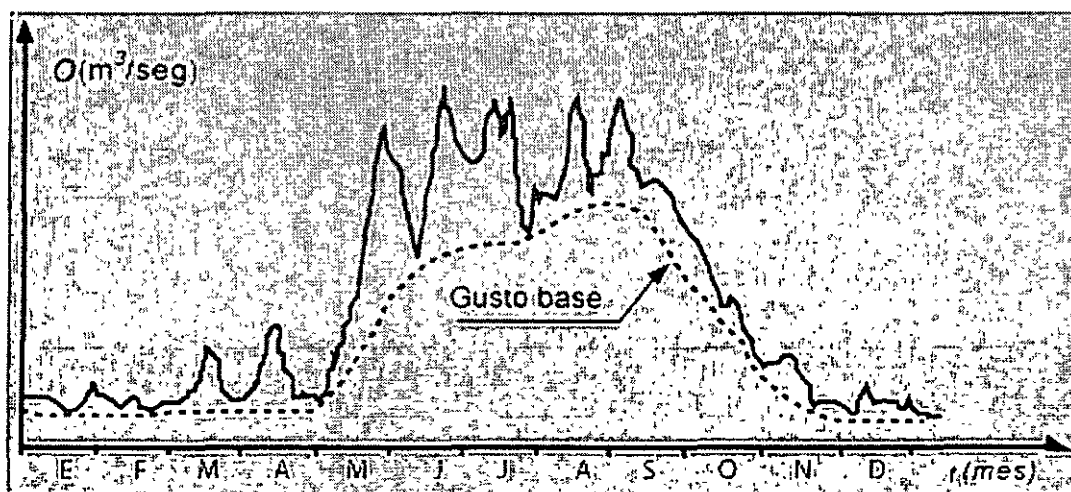


Fig 3.3 Hidrograma tipo

Hidrograma Una gráfica como la anterior se denomina *hidrograma*, como cualquiera que relacione el gasto contra el tiempo. La figura representa un

hidrograma anual ; si la escala del tiempo se amplía de tal manera que se pueda observar el escurrimiento producido por una sola tormenta. Hidrograma aislado

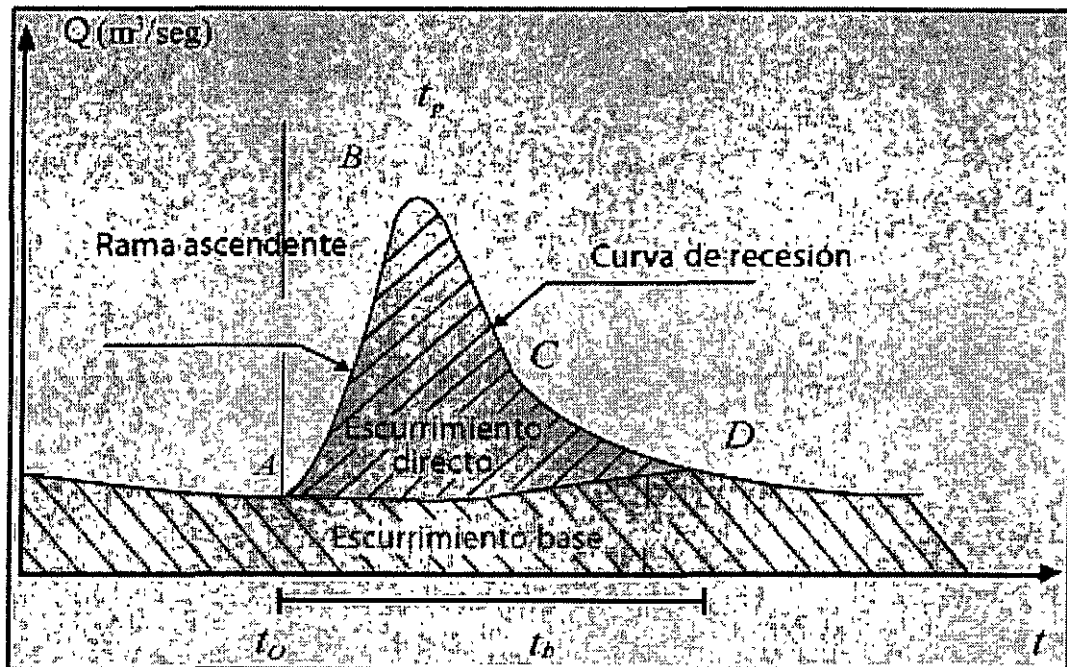


Fig 3.4 Características de hidrograma tipo

Aunque la forma de los hidrogramas producidos por tormentas particulares varía no sólo de una cuenca a otra sino también de tormenta a tormenta, es posible, en general, distinguir las siguientes partes en cada hidrograma:

A: punto de levantamiento. En este punto, el agua proveniente de la tormenta bajo análisis comienza a llegar a la salida de la cuenca y se produce inmediatamente después de iniciada la tormenta, durante la misma o incluso cuando ha transcurrido ya algún tiempo después de que cesó de llover, dependiendo de varios factores, entre los que se pueden mencionar el tamaño de la cuenca, su sistema de drenaje y suelo, la intensidad y duración de la lluvia, etc.

B: pico. Es el gasto máximo que se produce por la tormenta. Con frecuencia es el punto más importante de un hidrograma para fines de diseño.

C: punto de inflexión. En este punto es aproximadamente cuando termina el flujo sobre el terreno, y de aquí en adelante, lo que queda de agua en la cuenca escurre por los canales y como escurrimiento subterráneo.

D: final del escurrimiento directo. De este punto en adelante el escurrimiento es sólo de origen subterráneo. Normalmente se acepta como el punto de mayor curvatura de la curva de recesión, aunque pocas veces se distingue fácilmente.

t_p : tiempo de pico. Es el tiempo que transcurre desde el punto de levantamiento hasta el pico del hidrograma.

tb: tiempo base: Es el tiempo que transcurre desde el punto de levantamiento hasta el punto final del escurrimiento directo. Es, entonces, el tiempo que dura el escurrimiento directo.

Rama ascendente. Es la parte del hidrograma que va desde el punto de levantamiento hasta el pico.

Rama descendente o curva de recesión. Es la parte del hidrograma que va desde el pico hasta el final del escurrimiento directo. Tomada a partir del punto de inflexión, es una curva de vaciado de la cuenca. El tiempo base de un hidrograma aislado puede ser desde algunos minutos hasta varios días, y el pico puede tener valores del orden de unos cuantos litros por segundo hasta miles de metros cúbicos por segundo.

El área bajo el hidrograma, Qdt , es el volumen total escurrido; el área bajo el hidrograma y arriba de la línea de separación entre gasto base y directo, $(Q - Q_b)dt$ es el volumen de escurrimiento directo. Debido a que el escurrimiento directo proviene de la precipitación, casi siempre aporta un componente del gasto total en un hidrograma mucho mayor que el que genera el escurrimiento base. Por otra parte, el escurrimiento base está formado normalmente por agua proveniente de varias tormentas que ocurrieron antes de la considerada y es muy difícil determinar a cuáles pertenece. En vista de que rara vez es posible conocer con precisión la evolución de los niveles freáticos durante una tormenta y que el punto D de un hidrograma es generalmente difícil de distinguir, la tarea de separar el gasto base del directo no es sencilla en la mayoría de los casos. Existen varios métodos, algunos de los cuales se describen a continuación, para separar el gasto base del directo, pero la palabra final la tiene el criterio y buen juicio del ingeniero.

a. El método más simple consiste en trazar una línea recta horizontal a partir del punto A del hidrograma. Aunque este método puede dar resultados con buena aproximación, de manera especial en tormentas pequeñas donde los niveles freáticos no se alteran mayormente, en general sobrestima el tiempo base y el volumen de escurrimiento directo.

b. Otro método es el de determinar una curva tipo de vaciado del escurrimiento base, analizando varios hidrogramas y seleccionando aquellos tramos en que sólo exista escurrimiento base. En la figura estos tramos podrían ser los a - b, c - d, e - f, g - h, etc. Los tramos seleccionados se dibujan posteriormente en papel semilogarítmico de manera que sus extremos inferiores sean tangentes a una línea. Si uno de los tramos seleccionados está formado por escurrimiento directo, se nota de inmediato que no es tangente a dicha línea; por ello estos tramos se eliminan del análisis. La línea resultante se llama curva de vaciado del gasto base. El punto D del hidrograma se localiza superponiendo la curva de vaciado — dibujada en papel aritmético y a la misma escala que el hidrograma— a la curva de recesión del hidrograma. El punto D se encuentra entonces donde ambas líneas se separan. Este método es más preciso que el anterior, pero tiene la desventaja de que se requiere contar con varios hidrogramas registrados anteriormente, lo que no siempre es posible.

c. Se han realizado numerosos intentos de correlacionar el tiempo de vaciado del escurrimiento directo con algunas características de las cuencas. El método que mejores resultados ha tenido es el que relaciona dicho tiempo con el área de la cuenca. Una relación muy utilizada es la siguiente:

$$N = 0.827 A^{0.2}$$

d. donde N = tiempo de vaciado del escurrimiento directo en días y A = área de la cuenca en km². El punto D del hidrograma estará un tiempo de N días después del pico.

3.1.4 ANÁLISIS DE HIDROGRAMAS

3.1.5 VOLUMEN ESCURRIDO

3.2 INFILTRACIÓN

La diferencia entre el volumen de agua que llueve en una cuenca y el que escurre por su salida recibe el nombre genérico de pérdidas. En general, las pérdidas están constituidas por la interceptación en el follaje de las plantas y en los techos de las construcciones, la retención en depresiones o charcos (que posteriormente se evapora o se infiltra), la evaporación y la infiltración. Además de que en la práctica es difícil separar estos cuatro componentes, la porción más considerable de las pérdidas está dada por la infiltración, por lo que es costumbre calcularlas conjuntamente bajo este nombre. La infiltración juega un papel de primer orden en la relación lluvia escurrimiento y, por lo tanto, en los problemas de diseño y predicción asociados a la dimensión y operación de obras hidráulicas.

En general, el volumen de infiltración es varias veces mayor que el de escurrimiento durante una tormenta dada, especialmente en cuencas con un grado de urbanización relativamente bajo. Sin embargo, la infiltración recibe poca atención por parte de los ingenieros proyectistas, quizá por falta de herramientas adecuadas para su tratamiento. Por ello, en este capítulo se hará una revisión de los métodos existentes para el cálculo de la infiltración más completa que lo usual.

3.2.1 DESCRIPCIÓN

El proceso de infiltración puede describirse de la siguiente manera: Considérese un área de suelo suficientemente pequeña, de modo que sus características (tipo de suelo, cobertura vegetal, etc.) así como la intensidad de la lluvia en el espacio puedan considerarse uniformes, aunque la última cambie en el tiempo.

Supóngase que, al inicio de una tormenta, el suelo está de tal manera seco que la cantidad de agua que puede absorber en la unidad de tiempo (*es decir, su capacidad de infiltración*) es mayor que la intensidad de la lluvia en esos primeros instantes de la tormenta. Bajo estas condiciones, se infiltraría toda la lluvia

En esta parte del proceso las fuerzas producidas por la capilaridad predominan sobre las gravitatorias.

Al avanzar el tiempo, si la lluvia es suficientemente intensa*, el contenido de humedad del suelo aumenta hasta que su superficie alcanza la saturación. En ese momento se empiezan a llenar depresiones del terreno, es decir, se originan *charcos* y comienza a producirse flujo sobre la superficie. A este instante se le llama tiempo de encharcamiento y se denota como *tp*. Después del tiempo de encharcamiento, si la lluvia sigue siendo intensa, las fuerzas capilares pierden importancia frente a las gravitatorias, pues el contenido de humedad del suelo aumenta y la capacidad de infiltración disminuye con el tiempo. Además, bajo estas condiciones, la infiltración se hace independiente de la variación en el tiempo de la intensidad de la lluvia, en tanto que ésta sea mayor que la capacidad de transmisión del suelo.

Bajo las condiciones anteriores, la capa saturada –que en el tiempo de encharcamiento era muy delgada y estaba situada en la superficie del suelo- se ensancha a medida que su límite inferior, denominado *frente húmedo*, baja. Entonces, dado que cada vez una mayor parte del suelo está saturada, las fuerzas capilares pierden importancia paulatinamente hasta que llega un momento, teóricamente en $t = \infty$, en que, el estar todo el medio saturado, el movimiento del agua se produce sólo por la acción de la gravedad y la capacidad de infiltración se hace constante. La descripción anterior es, en rigor, válida solamente para una columna de suelo homogénea donde el nivel freático esté muy profundo; sin embargo, se verifica con una precisión aceptable en la mayoría de los casos prácticos.

Si después del tiempo de encharcamiento la tormenta entra en un periodo de calma, es decir, su intensidad disminuye hasta hacerse menor que la capacidad de infiltración,

el tirante del agua existente sobre la superficie del suelo, de haberlo, disminuye hasta desaparecer y el agua contenida en los charcos también se infiltra, y en menor grado se evapora. Cuando ya no hay agua sobre la superficie del terreno, el contenido de humedad de las capas de suelo cercanas al frente húmedo se difunde, haciendo que dicho frente avance hacia arriba hasta que la superficie deja de estar saturada. Posteriormente, la lluvia puede volver a intensificarse y alcanzar otro tiempo de encharcamiento, repitiéndose todo el ciclo descrito.

3.2.2 MEDICIÓN

En teoría es posible determinar los valores de los diversos parámetros que intervienen en los métodos descritos anteriormente mediante mediciones directas de la infiltración. El aparato que sirve para medir la infiltración se llama *infiltrómetro*.

Los *infiltrómetros* de carga constante más comunes son los formados por un tubo simple o por dos tubos concéntricos. Cuando se usa un tubo simple, su diámetro es normalmente de 20cm y su longitud de 45 a 60cm. Estos tubos se hincan en le

terreno a una profundidad de 40 a 50cm y el agua se aplica a través de buretes graduados de tal manera que se mantiene un tirante constante, suficiente para cubrir las plantas pequeñas. Si se toman lecturas de los buretes en diferentes tiempos es posible construir una gráfica de capacidad de infiltración contra el tiempo, de lo cual se deducen los parámetros que intervienen en los modelos vistos anteriormente.

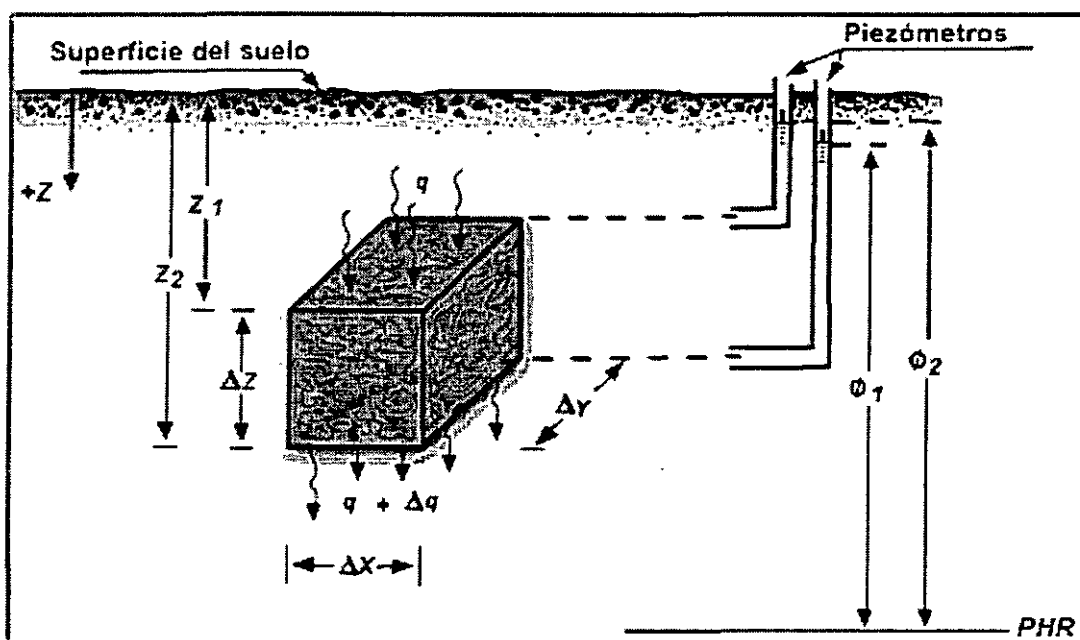


Fig 3.5 Volumen de control para medir infiltración

Los tubos concéntricos, normalmente de unos 20 a 35cm de diámetro, se usan para reducir efectos de frontera en el anillo interior, que es donde se hacen las mediciones. En este caso, los tubos se hincan en el suelo sólo lo necesario para que no haya escapes de agua. Los resultados que se obtienen de pruebas con infiltrómetros son, en general, poco confiables, pues el suelo se altera al hincar los tubos y no se toma en cuenta la estratigrafía del mismo. Además, como ya se mencionó, estos resultados sólo pueden considerarse como representativos de áreas sumamente pequeñas.

3.2.3 INFILTRACIÓN EN UN PUNTO

Al contrario de lo que sucede con la precipitación o la evaporación, la infiltración puede diferir considerablemente de un sitio a otro relativamente cercano, por lo que las mediciones hechas con infiltrómetro sólo pueden considerarse representativas de áreas muy pequeñas. Los infiltrómetros se clasifican en dos tipos básicos: a) simuladores de lluvia, en los que se aplica el agua de modo y en cantidades similares a la lluvia natural, y b) de carga constante, en los que se coloca una lámina constante de agua sobre el suelo dentro de una área cerrada. Enseguida se describen brevemente sólo los del segundo tipo.

3.2.4 INFILTRACIÓN EN UNA CUENCA

Cuando se tienen mediciones simultáneas de lluvia y volumen de escurrimiento en una cuenca, las pérdidas se pueden calcular, de acuerdo con su definición.

se usan comúnmente dos tipos de criterios en cuencas aforadas: el de la capacidad de infiltración media y el del coeficiente de escurrimiento.

Criterio de la capacidad de infiltración media, este criterio supone que la capacidad de infiltración es constante durante toda la tormenta. A esta capacidad de infiltración se le llama índice de infiltración media ϕ . Cuando se tiene un registro simultáneo de precipitación y escurrimiento de una tormenta, el índice de infiltración media se calcula de la siguiente manera:

- a. Del hidrograma de la avenida se separa el gasto base y se calcula el volumen de escurrimiento directo
- b. Se calcula la altura de lluvia en exceso o efectiva como el volumen de escurrimiento directo dividido entre el área de la cuenca
- c. Se calcula el índice de infiltración media ϕ trazando una línea horizontal en el hietograma de la tormenta, de tal manera que la suma de las alturas de precipitación que queden arriba de esa línea sea igual a hpe . El índice de infiltración media será entonces igual a la altura de precipitación correspondiente a la línea horizontal dividida entre el intervalo de tiempo Δt que dure cada barra del hietograma.

Criterio del coeficiente de escurrimiento con este criterio se supone que las pérdidas son proporcionales a la intensidad de la lluvia.

Todos los criterios antes mencionados requieren que la cuenca esté aforada, es decir, que se hayan medido gastos de salida al mismo tiempo que las precipitaciones.

4 EVAPORACIÓN Y USO CONSUNTIVO

Desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica es importante conocer la cantidad de agua que se pierde por evaporación en grandes depósitos, como presas, lagos o en sistemas de conducción.

Dentro del intercambio constante de agua entre los océanos, los continentes y la atmósfera, la evaporación es el mecanismo por el cual el agua es devuelta a la atmósfera en forma de vapor; en su sentido más amplio, involucra también la evaporación de carácter biológico que es realizada por los vegetales, conocida como transpiración y que constituye, según algunos la principal fracción de la evaporación total. Sin embargo, aunque los dos mecanismos son diferentes y se realizan independientemente no resulta fácil separarlos, pues ocurren por lo general de manera simultánea; de este hecho deriva la utilización del concepto más amplio de evapotranspiración que los engloba.

4.1 EVAPORACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evaporación se produce básicamente por el aumento de energía cinética que experimentan las moléculas de agua cercanas a la superficie de un suelo húmedo o una masa de agua, producido por la radiación solar, el viento y las diferencias en presión de vapor.

4.1.1 DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO

Este aumento de energía cinética provoca que algunas moléculas de agua "brinquen" de manera continua a la atmósfera. Al mismo tiempo, algunas de las moléculas que ya se encuentran en la atmósfera se condensan y regresan al cuerpo de agua.

Naturalmente, lo que interesa en la ingeniería hidrológica es el flujo neto de partículas a la atmósfera, al cual se le denominará en lo sucesivo evaporación.

El intercambio de moléculas descrito se forma en una pequeña zona situada junto a la superficie del agua, como se muestra en la figura.

La evaporación será entonces igual a la cantidad de agua que logre salir de la zona de intercambio. Si e_w es la presión de vapor existente en la zona de intercambio, e_a la presión de vapor del aire que se tiene en un momento dado y e_s es la presión de vapor de saturación se pueden presentar dos situaciones:



Fig 4.1 Esquema del fenómeno

a. $e_s > e_w$. En este caso se produce evaporación mientras e_a sea menor que e_w . Cuando la presión del vapor del aire alcanza el valor e_w , deja de haber paso de moléculas de la zona de intercambio a la atmósfera y por lo tanto, cesa la evaporación. Esto sucede antes de que el aire se sature.

b. $e_s > e_w$. En este caso la evaporación cesa cuando e_a alcanza el valor e_s a pesar de que aún existe un gradiente de presión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera. A partir de ese momento comienza a invertirse el proceso y se produce condensación, pues $e_a > e_s$.

En cualquier caso la evaporación es proporcional al gradiente de presión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera. Esto se conoce como *Ley de Dalton*

Debido a la reducida dimensión vertical de la zona de intercambio, la presión del vapor en la misma es difícil de medir; sin embargo, e_w generalmente tiene un valor cercano a e_s

4.1.2 MEDICIÓN

La evaporación puede medirse por medio de evaporímetros, que básicamente están formados por un recipiente en el que se coloca cierta cantidad de agua y se mide, diariamente o con la frecuencia que se estime conveniente, el cambio en el tirante. Existen varios tipos de evaporímetros; uno de los más comunes es el llamado clase A, fabricado de fierro galvanizado, cuyas dimensiones se muestran en la figura.

La altura de evaporación se mide mediante una regla graduada, colocada dentro de un pequeño tubo quietador. Los valores medidos deben corregirse sumándoles la altura de precipitación registrada en el intervalo de tiempo en la estación pluviométrica más cercana, generalmente situada en el mismo lugar que el evaporímetro.

Por otra parte, dado que, para las mismas condiciones atmosféricas, la evaporación es mayor en depósitos pequeños que en los grandes, los datos registrados en un evaporímetro deben corregirse si se desean usar para estimar la evaporación en presas, lagos o cualquier otro tipo de gran almacenamiento.

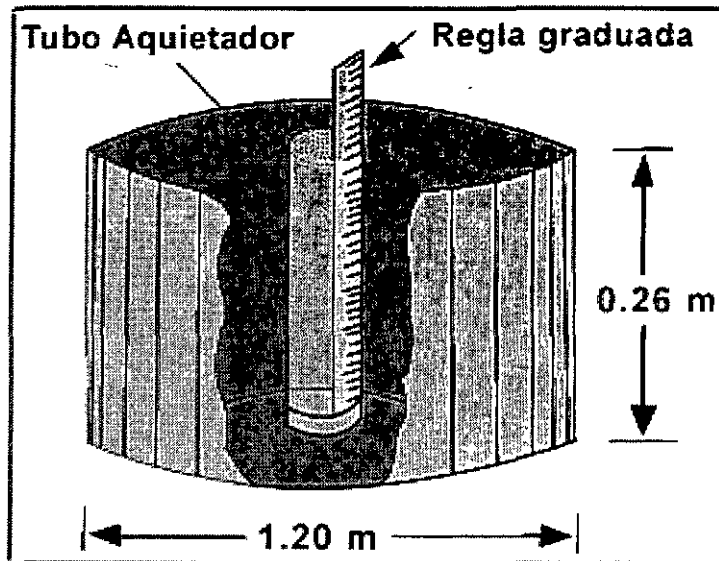


Fig 4.2 Evaporímetro

Esta corrección se lleva a cabo multiplicando los valores registrados por un factor que varía entre 0.6 y 0.8. En general, 0.7 es un buen valor.

4.1.3 DETERMINACIÓN DE LA EVAPORACIÓN

Existen básicamente dos tipos de métodos para estimar la evaporación a partir de datos climatológicos: los de balance de energía y los aerodinámicos.

En forma separada, ambos métodos tienen limitaciones: el método de balance de energía supone que existe un transporte de vapor continuo, esto es, que el viento renueva constantemente el vapor y que nunca se tiene saturación, mientras que el método aerodinámico acepta que no existe límite en el abastecimiento de energía, dado por la radiación solar (Chow et al., 1988, Sellers, 1965, Wilson, 1990, Shaw, 1994).

El método de Penman combina ambos criterios, con lo que compensa algunas de sus limitaciones (Chow et al., 1988). En lo que sigue se presenta una descripción simplificada de estos métodos.

Método de balance de energía

Este método se basa en la ecuación de balance de energía donde R_c es la radiación incidente, que puede ser directa, dispersa o reflejada, ya sea de onda corta o de onda larga, del cielo y las nubes; rR_c es la radiación reflejada por el cuerpo de agua que tiene un albedo r ; R_b es la radiación de onda larga emitida por el cuerpo de agua; H es la transferencia de calor sensible del aire a la superficie o viceversa; G es el flujo de calor hacia el suelo o vegetación o viceversa y LE es el calor usado en convertir líquido a vapor, siendo L el calor latente y E la evaporación.

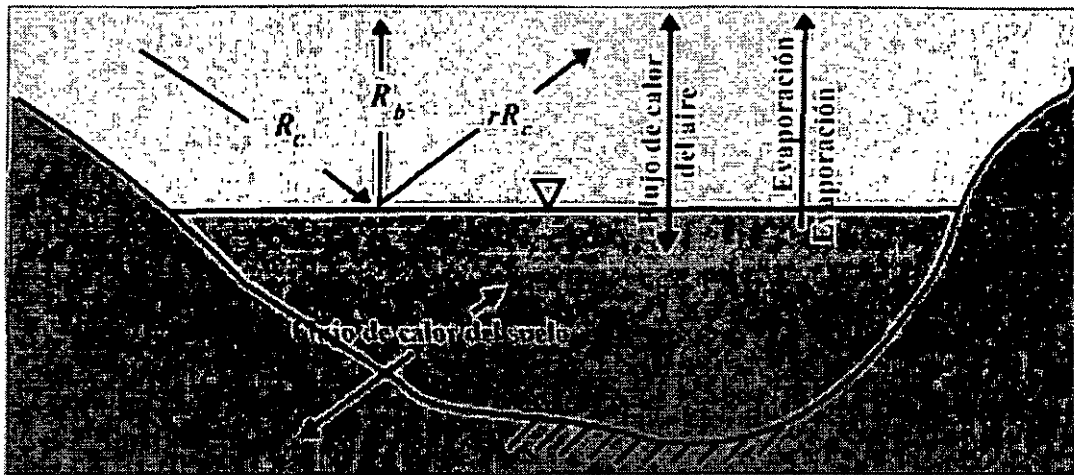


Fig 4.3 Esquema de la evaporación

Las unidades de radiación para el sistema internacional de unidades son joules/m²/día, o sea, energía o cantidad de calor por unidad de área y por día.

El albedo es la fracción de la radiación que se refleja desde una superficie y varía considerablemente según la superficie reflejante. En agua puede tomar valores entre 0.03 y 0.10 (Raudkivi). Se suele tomar un valor de 0.06 para grandes masas de agua (Sellers, 1965; Wilson, 1990; Shaw, 1994; Chow et al., 1988).

4.1.4 DETERMINACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

Los factores que intervienen en el proceso de evapotranspiración son diversos, variables en el tiempo y en el espacio y se pueden agrupar en aquellos de orden climático, los relativos a la planta y los asociados al suelo¹. Esta diversidad de factores, por una parte, ha dado lugar a distintas orientaciones al abordar el complejo fenómeno y diferentes respuestas ante su estimación; ha favorecido, por otro lado, el desarrollo de una serie de conceptos tendientes a lograr una mayor precisión de ideas al referirse al fenómeno y surgen como un intento de considerar las distintas condiciones de clima, suelo y cultivo prevalecientes en el momento en que el fenómeno ocurre. Estas definiciones o conceptos, entre otros, son: uso consuntivo, evapotranspiración potencial, evapotranspiración de referencia o del cultivo de referencia, evapotranspiración real y cultivo de referencia.

4.2 USO CONSUNTIVO

Los primeros estudios que abordaron el tema del riego hablaron de utilización consuntiva, cantidad de agua que se expresaba en metros cúbicos por hectárea regada. Luego, en 1941, la División de Riegos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos y la Oficina Planificadora de Recursos Nacionales, definieron el concepto de uso consuntivo o evapotranspiración como "la suma de los volúmenes del agua utilizada para el crecimiento vegetativo de las plantas en una superficie dada, tanto en la transpiración como en la formación de tejidos vegetales y de la evaporada por el terreno adyacente ya sea proveniente de la

nieve o de las precipitaciones caídas en un tiempo dado". Más tarde, en 1952, H.F. Blaney y W.D. Criddle definieron "uso consumo o evapotranspiración" en términos muy similares a los anteriores como "la suma de los volúmenes de agua usados por el crecimiento vegetativo de una cierta área por conceptos de transpiración y formación de tejidos vegetales y evaporada desde el suelo adyacente, proveniente de la nieve o precipitación interceptada en el área en cualquier tiempo dado, dividido por la superficie del área" .

4.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (ETP)

Existe acuerdo entre los diversos autores al definir la ETP, concepto introducido por Charles Thornthwaite en 1948, como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, que se desarrolla en óptimas condiciones, y en el supuesto caso de no existir limitaciones en la disponibilidad de agua. Según esta definición, la magnitud de la ETP está regulada solamente de las condiciones meteorológicas o climáticas, según el caso, del momento o período para el cual se realiza la estimación.

El concepto de ETP es ampliamente utilizado y desde su introducción ha tenido gran influencia en los estudios geográficos del clima mundial; de hecho su diferencia respecto de las precipitaciones (Pp-ETP) ha sido frecuentemente usada como un indicador de humedad o aridez climática. También ha influido sobre la investigación hidrológica y ha significado el mayor avance en las técnicas de estimación de la evapotranspiración.

4.3.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA O EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO DE REFERENCIA (ETO)

La noción de ETo ha sido establecida para reducir las ambigüedades de interpretación a que da lugar el amplio concepto de evapotranspiración y para relacionarla de forma más directa con los requerimientos de agua de los cultivos. Es similar al de ETP, ya que igualmente depende exclusivamente de las condiciones climáticas, incluso en algunos estudios son considerados equivalentes , pero se diferencian en que la ETo es aplicada a un cultivo específico, estándar o de referencia, habitualmente gramíneas o alfalfa, de 8 a 15 cm de altura uniforme, de crecimiento activo, que cubre totalmente el suelo y que no se ve sometido a déficit hídrico. Es por lo anterior que en los últimos años está reemplazando al de ETP.

4.3.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL, ACTUAL O EFECTIVA (ETR)

No obstante las mayores precisiones alcanzadas con la incorporación de algunos de los conceptos anteriores, las condiciones establecidas por ellos no siempre se dan en la realidad, y aquella evapotranspiración que ocurre en la situación real en que se encuentra el cultivo en el campo, difiere de los límites máximos o potenciales establecidos. Para referirse a la cantidad de agua que efectivamente es utilizada por la evapotranspiración se debe utilizar el concepto de

evapotranspiración actual o efectiva, o bien, más adecuadamente, el de evapotranspiración real.

La ETr es más difícil de calcular que la ETP o ETo, ya que además de las condiciones atmosféricas que influyen en la ETP o ETo, interviene la magnitud de las reservas de humedad del suelo y los requerimientos de los cultivos. Para determinarla se debe corregir la ETP o ETo con un factor Kc dependiente del nivel de humedad del suelo y de las características de cada cultivo.

4.3.3 COEFICIENTE DE CULTIVO (Kc)

Como puede desprenderse del apartado anterior, un coeficiente de cultivo, Kc, es un coeficiente de ajuste que permite calcular la ETr a partir de la ETP o ETo. Estos coeficientes dependen fundamentalmente de las características propias de cada cultivo, por tanto, son específicos para cada uno de ellos y dependen de su estado de desarrollo y de sus etapas fenológicas, por ello, son variables a lo largo del tiempo. Dependen también de las características del suelo y su humedad, así como de las prácticas agrícolas y del riego. Se hace alusión a estos Kc en numerosas publicaciones, puesto que permiten conocer la ETr a partir de la ETP o ETo evitando el uso de métodos más precisos, pero de más difícil aplicación. Pueden encontrarse en literatura especializada o bien derivarse de acuerdo a los lineamientos establecidos por la FAO.

5 AVENIDAS MÁXIMAS

En este capítulo se hace referencia a los conceptos hidrológicos fundamentales necesarios para el diseño de vasos y tránsito de avenidas en cauces, los cuales, aunque relativamente simples, son de gran importancia en hidrología, pues en gran parte constituyen las bases sobre las que se sustenta el dimensionamiento de las presas y otras de aprovechamiento y protección contra inundaciones.

5.1 TIPOS DE ALMACENAMIENTO Y SUS CARACTERÍSTICAS

La siguiente descripción se refiere a los tipos de almacenamientos y sus características de interés en la hidrología. Los detalles restantes correspondientes a otras materias, como obras hidráulicas e hidráulica fluvial. Un vaso de almacenamiento sirve para regular los escurrimientos de un río, es decir, para almacenar el volumen de agua que escurre en exceso en las temporadas de lluvia para posteriormente usarlo en las épocas de sequía, cuando los escurrimientos son escasos. Esto se puede ilustrar con una situación como la que se muestra en la figura, donde se ha dibujado, en forma muy esquemática, el hidrograma anual de escurrimiento en un río y una demanda. En este caso, la demanda de agua, constante durante todo el año, es mayor de lo que aporta el río en los meses de julio a noviembre. Es necesario, entonces, almacenar el volumen sobrante para poder satisfacer la demanda cuando el escurrimiento en el río no es suficiente, para lo cual se requiere un vaso de almacenamiento.

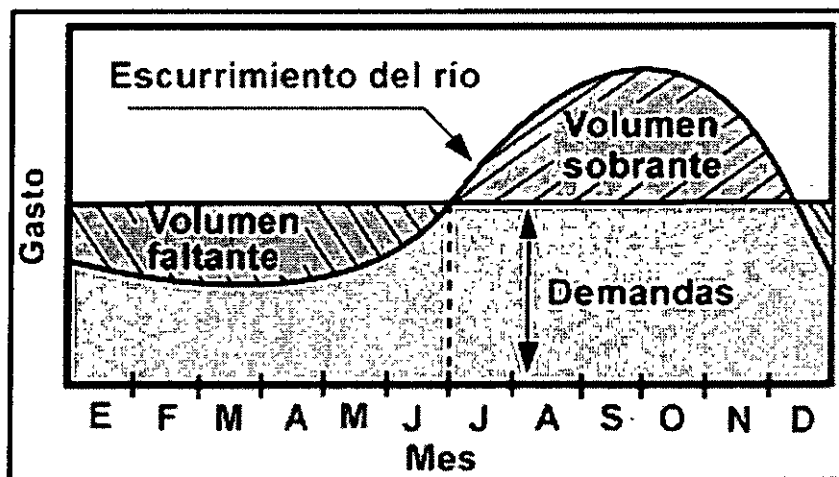


Fig 5.1 Hidrograma anual

Un vaso de almacenamiento puede tener uno o varios de los siguientes propósitos:

- a. Irrigación
- b. Generación de energía eléctrica
- c. Control de avenidas

- d. Abastecimiento de agua potable
- e. Navegación
- f. Acuicultura
- g. Recreación
- h. Retención de sedimentos

Los principales componentes de un vaso de almacenamiento se muestran en la figura.

El **NAMINO** (nivel de aguas mínimas de operación) es el nivel más bajo con el que puede operar la presa. Cuando ésta es para irrigación y otros usos, el NAMINO (también llamado en este caso **NAMin** o *nivel de aguas mínimas*) coincide con el nivel al que se encuentra la entrada de la obra de toma.

En el caso de presas para generación de energía eléctrica, el NAMINO se fija de acuerdo con la carga mínima necesaria para que las turbinas operen en buenas condiciones. El *volumen muerto* es el que queda bajo del NAMINO o NAMin; es un volumen del que no se puede disponer. El *volumen de azolves* es el que queda abajo del nivel de la toma y se reserva para recibir el acarreo de sólidos por el río durante la vida útil de la presa.

Es conveniente hacer notar que el depósito de sedimentos en una presa no se produce como está mostrado en la figura—con nivel horizontal—sino que los sedimentos se reparten a lo largo del embalse, teniéndose los más gruesos al principio del mismo y los más finos cerca de la cortina.

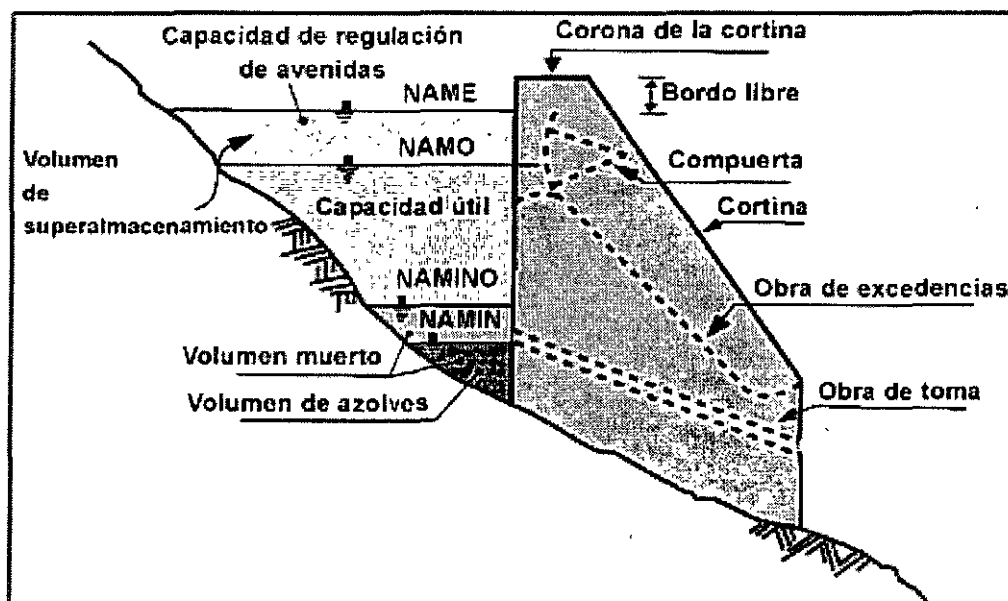


Fig 5.2 Niveles de un vaso de almacenamiento

De hecho, en algunos casos existe movimiento de los sedimentos depositados dentro del vaso, fenómeno que se conoce como corriente de densidad. La operación de la presa se lleva a cabo entre el NAMINO o NAMin y el **NAMO** (*nivel de aguas máximas ordinarias o de operación*).

El NAMO es el máximo nivel con que puede operar la presa para satisfacer las demandas; cuando el vertedor de excedencias (estructura que sirve para desalojar los volúmenes excedentes de agua que pueden poner en peligro la seguridad de la obra) no es controlado por compuertas, el NAMO coincide con su cresta o punto más alto del vertedor.

En el caso de que la descarga por el vertedor esté controlada, el NAMO puede estar por arriba de la cresta e incluso puede cambiar a lo largo del año. Así, en época de estiaje es posible fijar un NAMO mayor que en época de avenidas, pues la probabilidad de que se presente una avenida en la primera época es menor que en la segunda.

El volumen que se almacena entre el NAMO y el NAMin o NAMINO se llama *volumen o capacidad útil* y es con el que se satisfacen las demandas de agua. El **NAMEx** (*nivel de aguas máximas extraordinarias*) es el nivel más alto que debe alcanzar el agua en el vaso bajo cualquier condición.

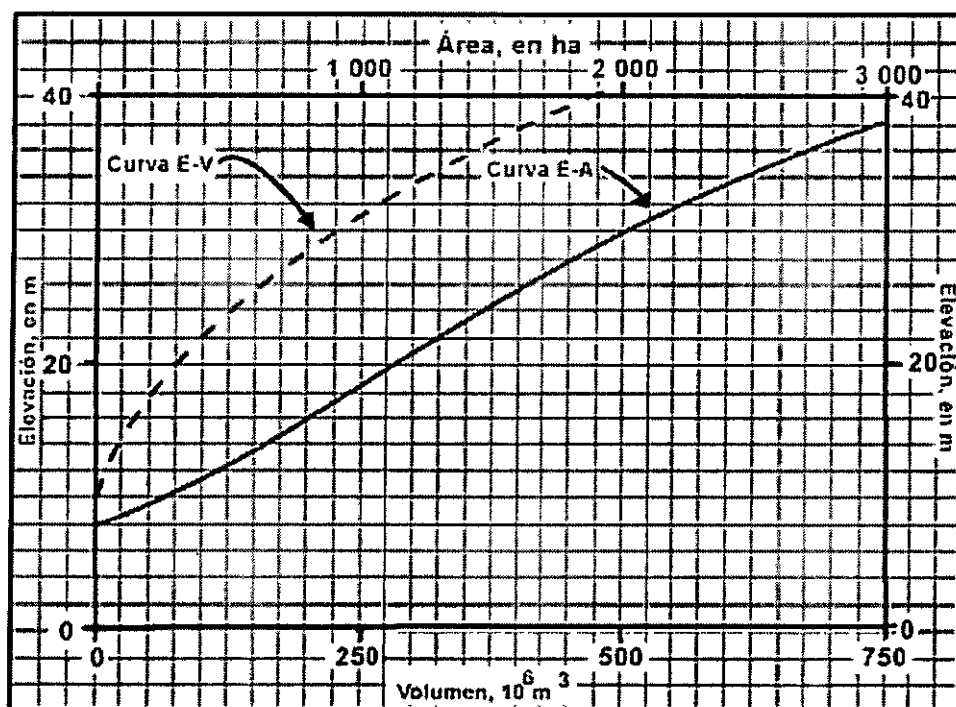


Fig 5.3 Curvas Elevación-Área, Elevación-Volumen

El volumen que queda entre este nivel y el NAMO, llamado superalmacenamiento, sirve para controlar las avenidas que se presentan cuando el nivel en el vaso está cercano al NAMO.

El espacio que queda entre el NAME y la máxima elevación de la cortina (corona) se denomina bordo libre y está destinado a contener el oleaje y la marea producidos por el viento, así como a compensar las reducciones en la altura de la cortina provocadas por sus asentamientos.

En resumen, existen cuatro volúmenes principales en toda presa que es necesario determinar para diseñar el vaso: el volumen de azolves, el volumen muerto, el volumen útil y el volumen de superalmacenamiento. La determinación de los dos primeros está fuera del enfoque de este texto; el volumen de azolves en materia de hidráulica fluvial y el volumen muerto, en el caso de plantas hidroeléctricas, depende, entre otras cosas, del tipo de turbina que se use. A continuación se estudiarán métodos para evaluar el volumen útil que debe tener una presa para satisfacer las demandas y el volumen de superalmacenamiento necesario para que la presa no corra peligro.

5.2 ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN ÚTIL Y EL NAMO

Existen dos grupos básicos de datos necesarios para el diseño de un vaso de almacenamiento: planos topográficos y registros hidrológicos. Los primeros proporcionan la relación que hay entre los volúmenes, áreas y elevaciones del vaso, y los segundos para estimar los volúmenes o gastos que llegarán al vaso durante su operación.

Los datos topográficos se sintetizan mediante curvas elevaciones-volúmenes y elevaciones-áreas, como se muestra en la figura.

Por otra parte, para estimar el volumen útil que se requiere para satisfacer una determinada demanda, se deben tener datos de volúmenes escurridos por el río durante un tiempo relativamente largo.

Desde luego, entre mayor sea el lapso de registros, más confiable será la estimación del volumen útil. En general, un registro de 20 años o más proporciona una buena estimación.

Es recomendable determinar el volumen útil de una presa en dos pasos: el primero consiste en hacer una primera estimación usando datos mensuales de aportaciones y demandas e ignorando factores de menor importancia, como la evaporación y precipitación directa en el vaso; el segundo es simular el funcionamiento del vaso para un periodo largo, tomando en cuenta las variaciones mensuales y anuales de aportaciones y demandas y todos los demás factores que intervienen en la cantidad de agua almacenada en un determinado instante.

5.3 FUNCIONAMIENTO DE VASOS

La ecuación fundamental para la simulación del funcionamiento de vasos es la de continuidad.

El intervalo de tiempo Δt que se use depende del tamaño del vaso; generalmente se toma $\Delta t =$ un mes, pero en vaso muy grandes, cuyos efectos reguladores alcanzan a cubrir lapsos del orden de años, Δt puede ser de varios meses, pero nunca mayor de un año; por lo contrario, en vasos de muy poca capacidad de regulación, el intervalo de simulación puede reducirse a una semana o hasta un día.

5.3.1 Entradas al vaso

a) Entradas por cuenca propia

Son los volúmenes de escurrimiento superficial generados en la cuenca no controlada que descarga directamente a la presa, que está delimitada por el sitio de la boquilla – donde se localiza la cortina- y las presas situadas aguas arriba.

Las entradas por la cuenca propia se cuantifican a partir de los datos recabados en las estaciones hidrométricas de la zona. En algunas ocasiones se cuenta con datos de escurrimiento tomados en una estación hidrométrica situada en el sitio donde estará la obra (con frecuencia se instalan las estaciones con este fin). Los datos que se usen serán los de esta estación.

Sin embargo, usualmente no se tiene una estación hidrométrica en el sitio exacto donde se proyecta construir la presa, y muchas veces ni siquiera en el mismo río. En estos casos es necesario extrapolar la información recabada en las estaciones más cercanas. Así, las entradas por cuenca propia se calcularían como:

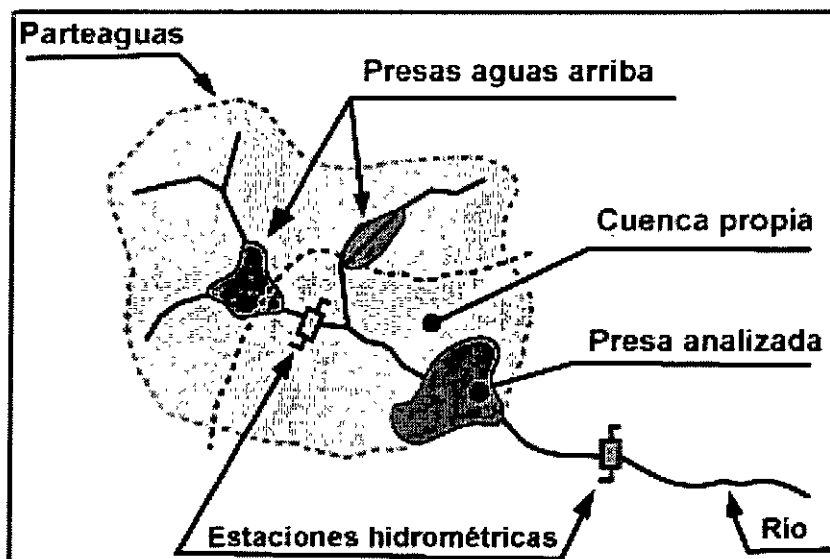


Fig 5.4 Funcionamiento de vasos

b) Entradas por transferencia desde otras cuencas (E_t)

Estas entradas provienen de las descargas, libres o controladas, de presas situadas aguas arriba de la presa en cuestión o en otras cuencas. Si existen estas transferencias, siempre serán conocidas.

c) Entradas por lluvia directa sobre el vaso (E/I)

Los aparatos que registran la cantidad de lluvia que se cae lo hacen en forma de volumen por unidad de área, es decir, como altura de precipitación. El volumen de lluvia que cae directamente sobre el vaso será entonces esa altura de precipitación h_p multiplicada por el área que tenga la superficie libre del vaso, en promedio, durante el Δt usado en el cálculo. El área se determina por medio de la curva elevaciones-áreas del vaso, como se muestra en la figura.

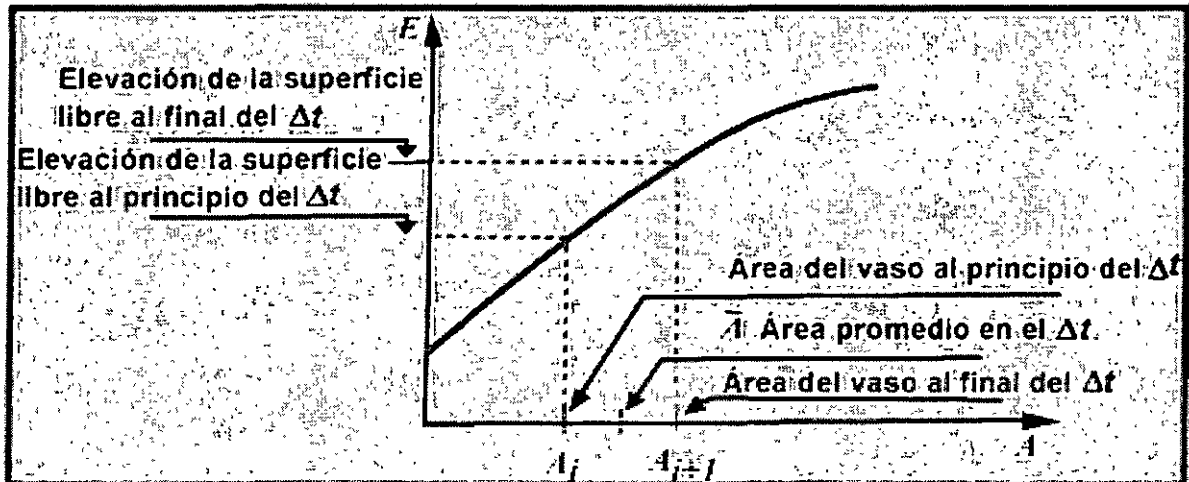


Fig 5.5 Curva Elevaciones-Áreas

5.3.2 SALIDAS DEL VASO

A) volumen extraído para satisfacer la demanda (s_d)

Está constituido por la ley de demandas bajo análisis, la cual depende, por un lado, del tipo de aprovechamiento de que se trate: agua potable, riego, generación de energía eléctrica, etc. y, por otro, de la relación beneficio/costo de la obra. Para fines de la simulación del funcionamiento del vaso, este volumen siempre es un dato.

b) Volumen evaporado directamente del vaso (S_e)

De la misma manera que la precipitación, la evaporación se mide en *lámina* o *altura* (volumen/unidad de área). Si se tienen evaporímetros cerca del vaso, evaporación registrada se corrige como se indica en el apartado 4.1.4 y por lo tanto el volumen de evaporación se calcula de manera similar al de lluvia directa sobre el vaso

c) Volumen infiltrado en el vaso (S_i)

Este volumen es difícil de medir. Afortunadamente, en general, es muy pequeño; si se estima lo contrario, entonces será necesario realizar un estudio geológico detallado del vaso que proporcione los elementos para su cálculo.

d) Volumen derramado (S_{de})

El volumen de agua que sale por la obra de excedencias es resultado de la simulación y depende de los niveles característicos (especialmente del NAMO) y de la política de operación de las compuertas que se defina para cada opción.

5.4 TRÁNSITO DE AVENIDAS EN VASOS

El tránsito de avenidas en vasos es un procedimiento que sirve para determinar el hidrograma de salida de una presa dado un hidrograma de entrada, así como la evolución de los niveles en el vaso al paso de dicho hidrograma. Algunas de sus principales aplicaciones son:

- Conocer la evolución de los niveles en el vaso y de los gastos de salida por la obra de excedencias, para saber si la política de operación de las compuertas del vertedor es adecuada y así, al presentarse una avenida, no se pongan en peligro la presa, bienes materiales o vidas humanas aguas abajo
- Dimensionar la obra de excedencias
- Fijar el NAME y las dimensiones de las obras de desvío y ataguías.

En el tránsito de avenidas en vasos se usa, como en la simulación del funcionamiento de vasos

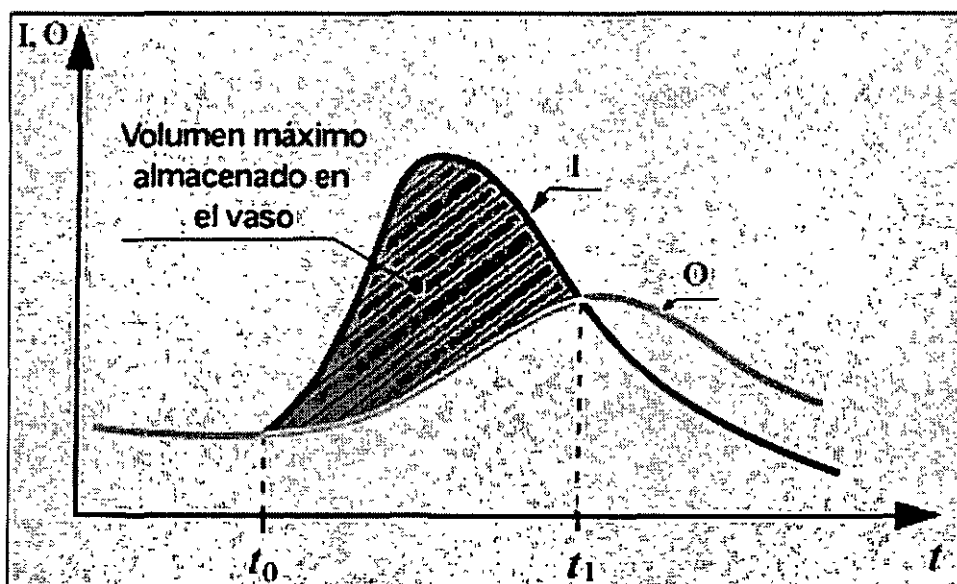


Fig 5.6 Grafica de transito de avenidas

5.5 TRÁNSITO DE AVENIDAS EN CAUCES

Normalmente, el sitio donde se miden los escurrimientos o donde se encuentra una presa para control de inundaciones se localiza varios kilómetros aguas arriba del punto donde las avenidas pueden causar daños, debido a las condiciones topográficas y geológicas que deben existir para construir una presa o las que debe reunir el sitio para instalar una estación hidrométrica. Es necesario por ello contar con métodos que permitan conocer la variación de un hidrograma al recorrer un tramo de cauce, para poder determinar el efecto de presas reguladoras en tramos aguas abajo, para diseñar bordos de protección contra inundaciones,

etc. La simulación de la variación de un hidrograma al recorrer un cauce se conoce como *tránsito de avenidas en cauces*. Este problema es similar al tránsito de avenidas en vasos en el sentido de que el río mismo es una especie de almacenamiento alargado y de que la solución se da por medio de la ecuación de continuidad y alguna relación entre almacenamiento y gasto de salida. Sin embargo, aquí aparecen algunas dificultades adicionales como:

a. Con la frecuencia no se tienen planos topográficos precisos del tramo y la relación descargas-volúmenes no se conoce.

b. Casi siempre se tienen entradas a lo largo del tramo, adicionales las de la sección aguas arriba, que no son conocidas.

c. El nivel de la superficie libre de agua no es horizontal, como sucede en el caso de vasos, lo que implica que un mismo tirante en el extremo final del tramo se puede formar para diferentes gastos de salida.

Los métodos existentes para el tránsito de avenidas en cauces se pueden dividir en dos tipos: hidráulicos e hidrológicos. Los métodos hidráulicos se basan en la solución de las ecuaciones de conservación de masa y cantidad de movimiento para escurrimiento no permanente; su deducción está fuera del enfoque de este texto

5.6 MÉTODOS ESTADÍSTICOS.

El diseño y la planeación de obras hidráulicas están siempre relacionadas con eventos hidrológicos futuros; por ejemplo, la avenida de diseño para el vertedor de una presa es un evento que tal vez no se ha presentado jamás, o al menos no en el periodo de datos disponible, pero que es necesario conocer para determinar las dimensiones de la obra. La complejidad de los procesos físicos que tienen lugar en la generación de esta avenida hace, en la mayoría de los casos, imposible una estimación confiable de la misma por métodos basados en las leyes de la mecánica o la física, sea porque estos métodos son insuficientes, sea porque el modelo matemático resultante sería exageradamente grande, complicado y difícil de manejar. Por ello, y como sucede en la mayoría de las ciencias, con mucha frecuencia el estadístico es el camino obligado en la solución de los problemas. En particular, la probabilidad y la estadística juegan un papel de primer orden en el análisis hidrológico. En este capítulo se dará una introducción al análisis estadístico en hidrología. Para ello, se hará, en primer lugar, un recordatorio de los conceptos fundamentales de la probabilidad y la estadística; posteriormente, se estudiarán las principales funciones de distribución de probabilidad usadas en la hidrología, luego se describirá el método bivariado y, por último, se analizarán los límites de aplicabilidad de las diferentes funciones. Aunque este capítulo está principalmente enfocado a la determinación de gastos de pico de diseño, los métodos pueden, en general, aplicarse también a otro tipo de problemas, como los relacionados con volúmenes mensuales de escurrimiento o gastos mínimos anuales, por ejemplo.

Probabilidad. Si un experimento tiene n resultados posibles y mutuamente excluyentes y si de ellos na resultados tienen un atributo a , entonces la probabilidad de que ocurra un evento A con el atributo a es:

Por ejemplo, el experimento puede llamarse "tiro de un dado" u "ocurrencia de una tormenta" y el atributo a puede ser "el número que sale del tiro del dado es 2", o bien "la altura de precipitación total es mayor o igual que 500 mm".

Periodo de retorno. Sea el evento "el número que sale del tiro del dado es 2" y B el evento "la altura máxima de precipitación en 24h en cualquier año es de 500mm". Nótese que en el experimento "tiro de un dado" es posible hablar de resultados que tienen un valor numérico exacto, como 1,2, etc., y las probabilidades asociadas a estos resultados son diferentes de cero ($1/6$ en cada caso).

Es claro, sin embargo, que en el experimento "ocurrencia de una tormenta", la probabilidad de que el resultado tome un valor *exacto*, como 500mm, es nula. En el último caso es necesario hablar más bien de intervalos, como por ejemplo que la precipitación mencionada tome un valor de 500mm o *mayor*, de 500mm o *menor* o que esté en el intervalo de 300 a 500mm.

El número de años en que, en promedio, se presenta un evento como el B , se llama *periodo de retorno*, *intervalo de recurrencia* o simplemente *frecuencia* y se acostumbra denotarlo con T .

Este apartado se realizó parafraseando a Kolmogorov. Las leyes naturales más simples son aquellas que expresan las condiciones bajo las cuales un evento de interés ocurre con certeza. Estas condiciones se expresan como:

- a. Si se presenta un conjunto de condiciones S , entonces un evento A , seguramente, ocurre; o bien
- b. Si se presenta un conjunto de condiciones S , entonces el evento A no puede ocurrir

El primer caso, A es un evento seguro con respecto a las condiciones S y en el segundo es un evento imposible. Cuando un evento A , en presencia de un conjunto de condiciones S , a veces ocurre y a veces no, se llama aleatorio con respecto al conjunto S . Es natural suponer que, cuando esto sucede, no se han tomado en cuenta en el conjunto S todas las condiciones necesarias para la ocurrencia o no ocurrencia del evento, y no, como a veces se hace, que no exista una ley física que conduzca a esta ocurrencia o no ocurrencia.

Esas condiciones o leyes que no se incluyen en el análisis del evento A se suplen por una ley de probabilidades, la cual indica con qué frecuencia se presenta el evento dadas las condiciones S . Sea, por ejemplo, el volumen mensual de escurrimiento en una sección dada de un río. Al tomar una muestra de los

escurrimientos (esto es, al aforar la corriente en un número finito de meses), se observa que el volumen mensual de escurrimiento es a veces mayor de $300\,000\text{m}^3$, pero a veces es menor. Si se quisiera aprovechar el agua del río, por ejemplo, para riego, pero sin hacer una presa, el dato de que el volumen es a veces mayor de $300\,000\text{m}^3$, pero a veces menor resulta, obviamente, demasiado vago. Por otra parte, la determinación precisa de los volúmenes mensuales de escurrimiento que se presentarán durante los siguientes L años (siendo L la vida útil de la obra de captación) involucraría el análisis de un conjunto de condiciones - que van desde las meteorológicas hasta los cambios que se presentarán en la cuenca de aportación- demasiado complicado o para el cual no se dispone de herramientas adecuadas. Podría entonces buscarse un volumen mínimo y el máximo observado durante los n meses en que se han hecho las observaciones y proporcionar al proyectista del aprovechamiento un dato del tipo:

donde V es el volumen de escurrimiento mensual en m^3 . Aunque 9.1 es de mayor utilidad que el dato de que el volumen mensual a veces es mayor de $300\,000\text{m}^3$, pero a veces menor, todavía es de poca utilidad para el proyectista. Él recibiría una información mucho más valiosa si se le dice que en aproximadamente el 70% de los meses el volumen es menor o igual a $300\,000\text{m}^3$. Una evaluación mucho más completa de los escurrimientos del río sería mostrar, para cualquier volumen V , el porcentaje $v(V)$ de los meses en que han escurrido no menos de $V\text{m}^3$ en el periodo de datos.

Si el número de meses de observación con cuyos datos se ha formado la figura es grande (por ejemplo, 1 000), es razonable suponer que durante la vida útil de la obra (que podría ser de 500 meses) el escurrimiento en el río tendrá un comportamiento similar al mostrado en la figura, aunque a menos que la muestra sea infinita, nunca será exactamente igual. Esto significa que, por grande que sea la muestra, siempre habrá alguna probabilidad (que disminuye conforme aumenta el tamaño de la muestra) de que el volumen en un mes cualquiera sea mayor de $10 \times 10^5\text{m}^3$ o menor de $0.25 \times 10^5\text{m}^3$. Entonces la figura es sólo una aproximación a la ley de probabilidades que suple las condiciones S , por la cuales el volumen mensual de escurrimiento toma un valor dado v ; dicha aproximación estará más cercana a esta ley conforme el tamaño de la muestra es mayor. Considérese un grupo grande de series de pruebas (aforos del río). Sea n_r el número de pruebas en la r -ésima serie y μ_r el número de pruebas en esta serie en que ocurre un cierto evento A .

Cuando el número de valores x que puede tomar una variable aleatoria X es finito, se dice que la variable aleatoria X es discreta.

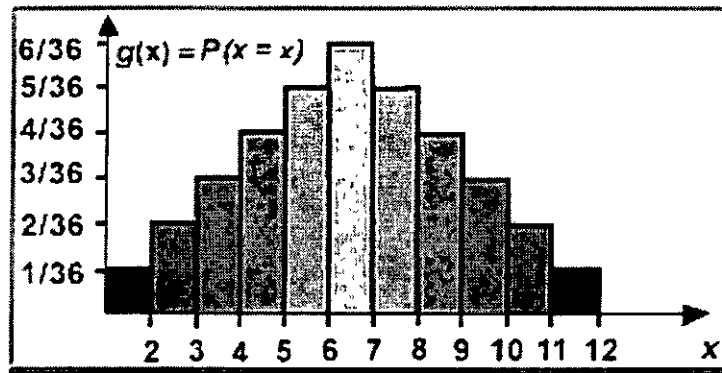


Fig 5.7 Función de probabilidad discreta

Cuando el número n de valores que puede tomar una variable aleatoria X es infinito, como es el caso, por ejemplo, de los volúmenes de escurrimiento mensual de un río, se dice que dicha variable aleatoria es continua.

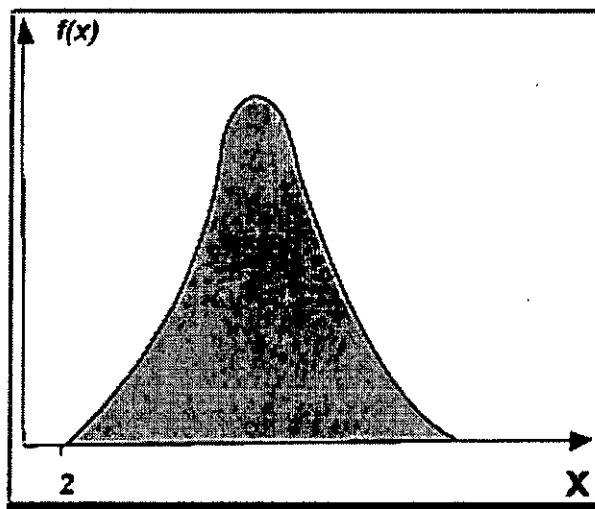


Fig 5.8 Función de probabilidad discreta

Una vez que se asigna un período de retorno al gasto de diseño de la obra en cuestión, generalmente es necesario, para conocer dicho gasto de diseño, hacer extrapolaciones a partir de los gastos máximos anuales registrados, pues rara vez este período es menor al periodo de datos. Por ejemplo, puede ser necesario determinar un gasto de diseño con periodo de retorno de 1 000 años a partir de 25 años de registro. Si los gastos máximos anuales registrados se dibujan contra sus respectivos periodos de retorno, generalmente se observa alguna tendencia más o menos definida. El problema radica en cómo extender esta tendencia hasta el periodo de retorno deseado. Una posibilidad es extrapolar los datos a *ojo*, es decir, gráficamente. Aunque este método puede dar muy buenos resultados si se aplica por una persona con experiencia, tiene la desventaja de la subjetividad; esto es, si veinte ingenieros diferentes lo aplican, es probable que el resultado sean veinte gráficas diferentes.

Para eliminar esta subjetividad, se debe buscar entre las distintas funciones de distribución de probabilidad teóricas a la que se ajuste mejor a los datos medidos, y usar esta función para la extrapolación. En la estadística existen decenas de funciones de distribución de probabilidades teóricas; de hecho, existen tantas como se quiera, y obviamente no es posible probarlas todas para un problema particular. Por lo tanto, es necesario escoger, de esas funciones, las que se adapten mejor al problema bajo análisis. Entre las funciones de distribución de probabilidad usadas en hidrología, se estudiarán las siguientes:

- a. Normal
- b. Lognormal
- c. Pearson III
- d. Gumbel
- e. Funciones para dos poblaciones

Las funciones anteriores, aún cuando son las más comúnmente usadas en la hidrología aplicada, no son todas, pues el enfoque de este texto no es exhaustivo. No obstante, se presentan las bases necesarias para estudiar cualquier función de distribución de probabilidad. Las funciones normal y lognormal son generalmente apropiadas para variables aleatorias que cubren todo el rango de valores de los resultados posibles del experimento bajo análisis, como por ejemplo los volúmenes de escurrimiento mensual en un río. Las funciones Gumbel se desarrollaron para el análisis de los valores extremos de dichos resultados, como los gastos máximos o mínimos anuales. La función Pearson III ocupa un lugar intermedio. Las funciones de distribución de probabilidad se estudiarán sin mucha justificación teórica, tanto en lo que respecta a su desarrollo como a la evaluación de sus parámetros, considerando que dicha justificación teórica se sale del enfoque de este texto.

5 AVENIDAS MÁXIMAS

En este capítulo se hace referencia a los conceptos hidrológicos fundamentales necesarios para el diseño de vasos y tránsito de avenidas en cauces, los cuales, aunque relativamente simples, son de gran importancia en hidrología, pues en gran parte constituyen las bases sobre las que se sustenta el dimensionamiento de las presas y otras de aprovechamiento y protección contra inundaciones.

5.1 TIPOS DE ALMACENAMIENTO Y SUS CARACTERÍSTICAS

La siguiente descripción se refiere a los tipos de almacenamientos y sus características de interés en la hidrología. Los detalles restantes correspondientes a otras materias, como obras hidráulicas e hidráulica fluvial. Un vaso de almacenamiento sirve para regular los escurrimientos de un río, es decir, para almacenar el volumen de agua que escurre en exceso en las temporadas de lluvia para posteriormente usarlo en las épocas de sequía, cuando los escurrimientos son escasos. Esto se puede ilustrar con una situación como la que se muestra en la figura, donde se ha dibujado, en forma muy esquemática, el hidrograma anual de escurrimiento en un río y una demanda. En este caso, la demanda de agua, constante durante todo el año, es mayor de lo que aporta el río en los meses de julio a noviembre. Es necesario, entonces, almacenar el volumen sobrante para poder satisfacer la demanda cuando el escurrimiento en el río no es suficiente, para lo cual se requiere un vaso de almacenamiento.

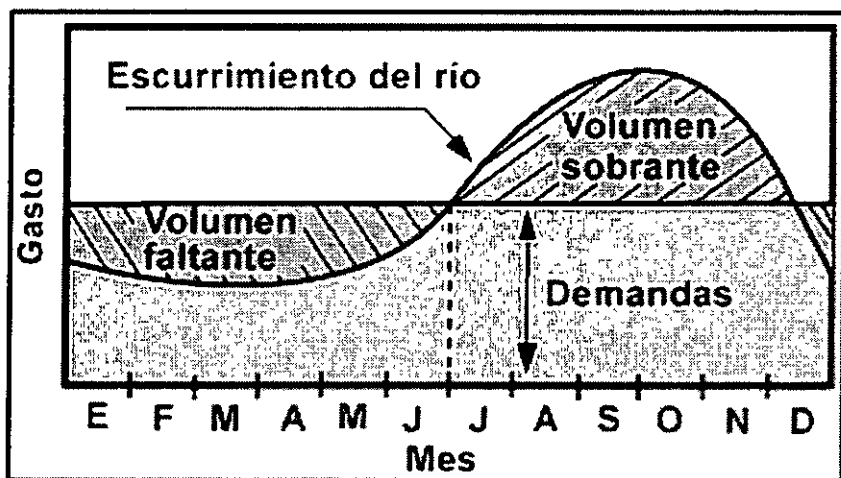


Fig 5.1 Hidrograma anual

Un vaso de almacenamiento puede tener uno o varios de los siguientes propósitos:

- a. Irrigación
- b. Generación de energía eléctrica
- c. Control de avenidas

- d. Abastecimiento de agua potable
- e. Navegación
- f. Acuicultura
- g. Recreación
- h. Retención de sedimentos

Los principales componentes de un vaso de almacenamiento se muestran en la figura.

El **NAMINO** (nivel de aguas mínimas de operación) es el nivel más bajo con el que puede operar la presa. Cuando ésta es para irrigación y otros usos, el NAMINO (también llamado en este caso **NAMin** o *nivel de aguas mínimas*) coincide con el nivel al que se encuentra la entrada de la obra de toma.

En el caso de presas para generación de energía eléctrica, el NAMINO se fija de acuerdo con la carga mínima necesaria para que las turbinas operen en buenas condiciones. El *volumen muerto* es el que queda bajo del NAMINO o NAMin; es un volumen del que no se puede disponer. El *volumen de azolves* es el que queda abajo del nivel de la toma y se reserva para recibir el acarreo de sólidos por el río durante la vida útil de la presa.

Es conveniente hacer notar que el depósito de sedimentos en una presa no se produce como está mostrado en la figura—con nivel horizontal— sino que los sedimentos se reparten a lo largo del embalse, teniéndose los más gruesos al principio del mismo y los más finos cerca de la cortina.

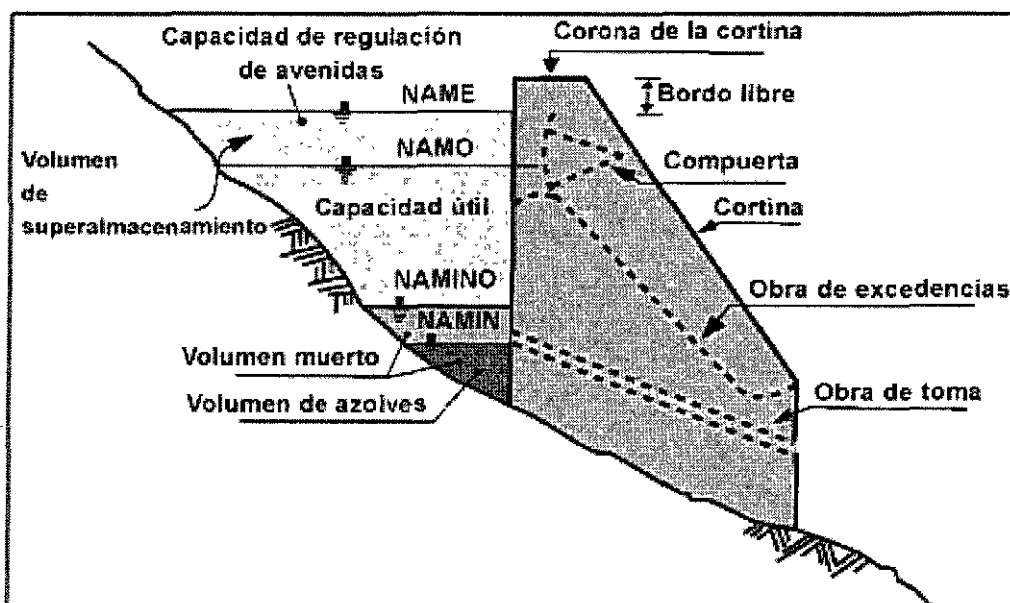


Fig 5.2 Niveles de un vaso de almacenamiento

De hecho, en algunos casos existe movimiento de los sedimentos depositados dentro del vaso, fenómeno que se conoce como corriente de densidad. La operación de la presa se lleva a cabo entre el NAMINO o NAMin y el **NAMO** (*nivel de aguas máximas ordinarias o de operación*).

El NAMO es el máximo nivel con que puede operar la presa para satisfacer las demandas; cuando el vertedor de excedencias (estructura que sirve para desalojar los volúmenes excedentes de agua que pueden poner en peligro la seguridad de la obra) no es controlado por compuertas, el NAMO coincide con su cresta o punto más alto del vertedor.

En el caso de que la descarga por el vertedor esté controlada, el NAMO puede estar por arriba de la cresta e incluso puede cambiar a lo largo del año. Así, en época de estiaje es posible fijar un NAMO mayor que en época de avenidas, pues la probabilidad de que se presente una avenida en la primera época es menor que en la segunda.

El volumen que se almacena entre el NAMO y el NAMin o NAMINO se llama *volumen o capacidad útil* y es con el que se satisfacen las demandas de agua. El **NAME** (*nivel de aguas máximas extraordinarias*) es el nivel más alto que debe alcanzar el agua en el vaso bajo cualquier condición.

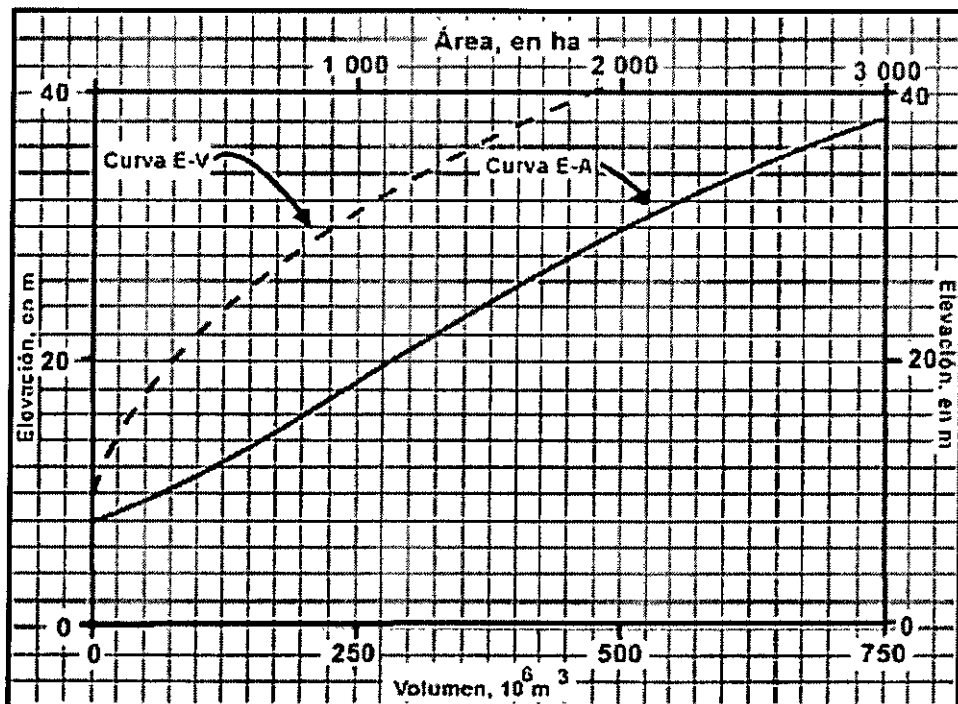


Fig 5.3 Curvas Elevación-Área, Elevación-Volumen

El volumen que queda entre este nivel y el NAMO, llamado superalmacenamiento, sirve para controlar las avenidas que se presentan cuando el nivel en el vaso está cercano al NAMO.

El espacio que queda entre el NAME y la máxima elevación de la cortina (corona) se denomina bordo libre y está destinado a contener el oleaje y la marea producidos por el viento, así como a compensar las reducciones en la altura de la cortina provocadas por sus asentamientos.

En resumen, existen cuatro volúmenes principales en toda presa que es necesario determinar para diseñar el vaso: el volumen de azolves, el volumen muerto, el volumen útil y el volumen de superalmacenamiento. La determinación de los dos primeros está fuera del enfoque de este texto; el volumen de azolves en materia de hidráulica fluvial y el volumen muerto, en el caso de plantas hidroeléctricas, depende, entre otras cosas, del tipo de turbina que se use. A continuación se estudiarán métodos para evaluar el volumen útil que debe tener una presa para satisfacer las demandas y el volumen de superalmacenamiento necesario para que la presa no corra peligro.

5.2 ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN ÚTIL Y EL NAMO

Existen dos grupos básicos de datos necesarios para el diseño de un vaso de almacenamiento: planos topográficos y registros hidrológicos. Los primeros proporcionan la relación que hay entre los volúmenes, áreas y elevaciones del vaso, y los segundos para estimar los volúmenes o gastos que llegarán al vaso durante su operación.

Los datos topográficos se sintetizan mediante curvas elevaciones-volúmenes y elevaciones-áreas, como se muestra en la figura.

Por otra parte, para estimar el volumen útil que se requiere para satisfacer una determinada demanda, se deben tener datos de volúmenes escurridos por el río durante un tiempo relativamente largo.

Desde luego, entre mayor sea el lapso de registros, más confiable será la estimación del volumen útil. En general, un registro de 20 años o más proporciona una buena estimación.

Es recomendable determinar el volumen útil de una presa en dos pasos: el primero consiste en hacer una primera estimación usando datos mensuales de aportaciones y demandas e ignorando factores de menor importancia, como la evaporación y precipitación directa en el vaso; el segundo es simular el funcionamiento del vaso para un periodo largo, tomando en cuenta las variaciones mensuales y anales de aportaciones y demandas y todos los demás factores que intervienen en la cantidad de agua almacenada en un determinado instante.

5.3 FUNCIONAMIENTO DE VASOS

La ecuación fundamental para la simulación del funcionamiento de vasos es la de continuidad.

El intervalo de tiempo Δt que se use depende del tamaño del vaso; generalmente se toma $\Delta t =$ un mes, pero en vaso muy grandes, cuyos efectos reguladores alcanzan a cubrir lapsos del orden de años, Δt puede ser de varios meses, pero nunca mayor de un año; por lo contrario, en vasos de muy poca capacidad de regulación, el intervalo de simulación puede reducirse a una semana o hasta un día.

5.3.1 Entradas al vaso

a) Entradas por cuenca propia

Son los volúmenes de escurrimiento superficial generados en la cuenca no controlada que descarga directamente a la presa, que está delimitada por el sitio de la boquilla – donde se localiza la cortina- y las presas situadas aguas arriba.

Las entradas por la cuenca propia se cuantifican a partir de los datos recabados en las estaciones hidrométricas de la zona. En algunas ocasiones se cuenta con datos de escurrimiento tomados en una estación hidrométrica situada en el sitio donde estará la obra (con frecuencia se instalan las estaciones con este fin). Los datos que se usen serán los de esta estación.

Sin embargo, usualmente no se tiene una estación hidrométrica en el sitio exacto donde se proyecta construir la presa, y muchas veces ni siquiera en el mismo río. En estos casos es necesario extrapolar la información recabada en las estaciones más cercanas. Así, las entradas por cuenca propia se calcularían como:

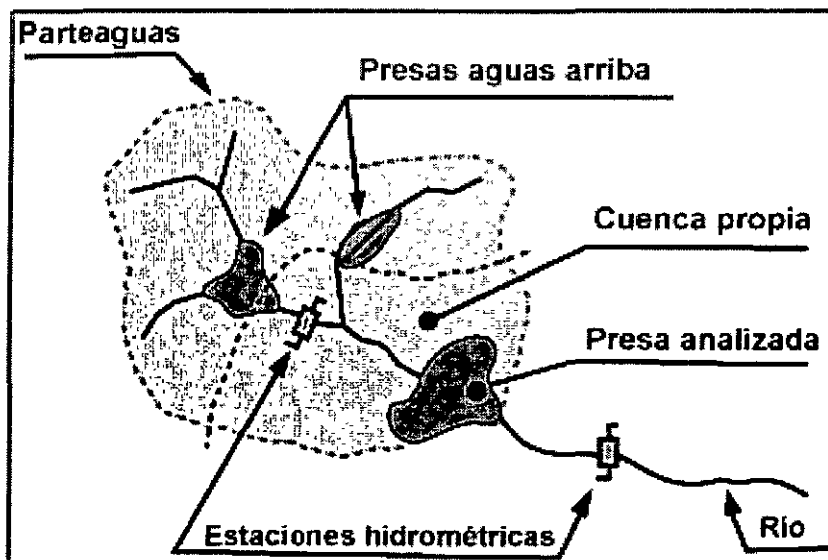


Fig 5.4 Funcionamiento de vasos

b) Entradas por transferencia desde otras cuencas (E_t)

Estas entradas provienen de las descargas, libres o controladas, de presas situadas aguas arriba de la presa en cuestión o en otras cuencas. Si existen estas transferencias, siempre serán conocidas.

c) Entradas por lluvia directa sobre el vaso (E_{ll})

Los aparatos que registran la cantidad de lluvia que se cae lo hacen en forma de volumen por unidad de área, es decir, como altura de precipitación. El volumen de lluvia que cae directamente sobre el vaso será entonces esa altura de precipitación hp multiplicada por el área que tenga la superficie libre del vaso, en promedio, durante el Δt usado en el cálculo. El área se determina por medio de la curva elevaciones-áreas del vaso, como se muestra en la figura.

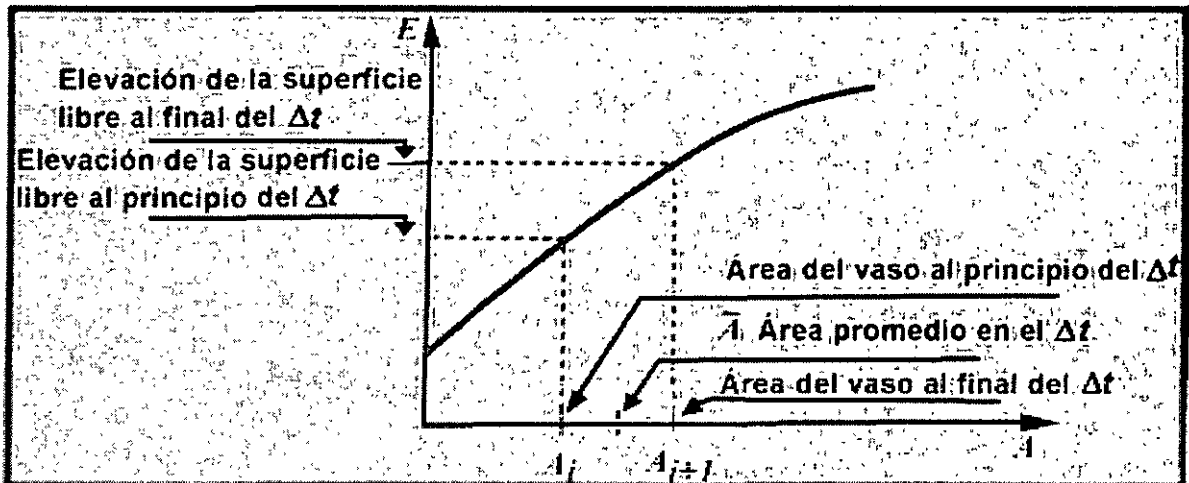


Fig 5.5 Curva Elevaciones-Áreas

5.3.2 SALIDAS DEL VASO

A) volumen extraído para satisfacer la demanda (s_d)

Está constituido por la ley de demandas bajo análisis, la cual depende, por un lado, del tipo de aprovechamiento de que se trate: agua potable, riego, generación de energía eléctrica, etc. y, por otro, de la relación beneficio/costo de la obra. Para fines de la simulación del funcionamiento del vaso, este volumen siempre es un dato.

b) Volumen evaporado directamente del vaso (S_e)

De la misma manera que la precipitación, la evaporación se mide en *lámina* o *altura* (volumen/unidad de área). Si se tienen evaporímetros cerca del vaso, evaporación registrada se corrige como se indica en el apartado 4.1.4 y por lo tanto el volumen de evaporación se calcula de manera similar al de lluvia directa sobre el vaso

c) Volumen infiltrado en el vaso (S_i)

Este volumen es difícil de medir. Afortunadamente, en general, es muy pequeño; si se estima lo contrario, entonces será necesario realizar un estudio geológico detallado del vaso que proporcione los elementos para su cálculo.

d) Volumen derramado (S_{de})

El volumen de agua que sale por la obra de excedencias es resultado de la simulación y depende de los niveles característicos (especialmente del NAMO) y de la política de operación de las compuertas que se defina para cada opción.

6.1 LA ACCIÓN EROSIVA DE LOS RÍOS

La erosión debida a las aguas corrientes sigue las mismas etapas en que se divide de forma natural el curso de un río. Hay una primera etapa en que la erosión mecánica provocada por el agua y los materiales que arrastra es muy intensa en el curso alto del río. En la segunda etapa, de transporte, la erosión mecánica sigue activa pero empieza a actuar la erosión química. Esta tiene lugar en el curso medio. Finalmente, en el curso bajo predomina la sedimentación de los materiales transportados, la acción mecánica se reduce muchísimo y prácticamente sólo actúa la erosión química.

La acción erosiva de un río se debe a la energía del agua. Es capaz de arrancar trozos de roca que, al ser arrastrados por la corriente, actúan como un martillo sobre el cauce del río, desprendiendo nuevos fragmentos. Como el cauce no es regular, se suelen producir remolinos que arrastran arenas y gravas, puliendo el fondo del río y creando cavidades.

Otras veces, la pendiente elevada hace el agua forme saltos, cascadas o cataratas, algunas de las cuales llegan hasta los 1000 metros de altura. La zona de salto retrocede gradualmente aguas arriba a medida que se desgasta. En otros casos, cuando el curso se encuentra con grandes obstáculos, el agua "busca" las zonas más frágiles, las desgasta y forma desfiladeros o cañones.

En terrenos calcáreos es frecuente la aparición de cuevas subterráneas causadas por la erosión química del agua, que transforma el carbonato insoluble en bicarbonato soluble.

6.1.1 INUNDACIONES

Durante las temporadas de lluvias intensas o cuando se produce el deshielo, el caudal de un río puede aumentar tanto que no quepa dentro de su cauce. Entonces el agua se desborda por las riberas. Este fenómeno se produce a veces de forma gradual, pero otras lo hace de forma violenta, provocando una gran erosión en todo el territorio.

6.1.2 MEANDROS

El resultado de la erosión consiste en materiales más o menos finos que el agua arrastra a lo largo del curso del río. En el curso medio empiezan a depositarse cuando la fuerza de la corriente no es capaz de mantener estas partículas en suspensión.

Pero la fuerza erosiva actúa después sobre estos depósitos y los desgasta más por la zona en que la velocidad del agua es mayor, mientras deposita nuevos materiales donde es más débil. El resultado final son unos depósitos de forma sinuosa que llamamos meandros. Con el tiempo y las crecidas, el río puede volver

a abrirse paso en línea recta, dejando en sus márgenes lagunas en forma de media luna.

6.1.3 LOS DELTAS

El final del proceso erosivo fluvial tiene lugar en la desembocadura del río, aunque en algunos casos la fuerza de la corriente es capaz de seguir erosionando el fondo de la plataforma continental y formar un valle submarino.

En muchos casos, sobre todo en grandes ríos con mucha erosión, los materiales más finos se depositan en la desembocadura formando un delta. Los deltas son, pues, terrenos sedimentarios extensos en los cuales hay un equilibrio constante entre la fuerza destructiva de la corriente y el depósito de nuevos materiales.

6.2 CAUDAL

El caudal de un río es la cantidad, o volumen, de agua que pasa por una sección determinada en un tiempo dado. El caudal, pues, está en función de la sección (metros cuadrados) a atravesar por la velocidad a la que atraviese la sección metros/segundo. Se expresa en litros o metros cúbicos por segundo (l/s o m³/s). El problema es determinar la velocidad, ya que es variable para cada punto del cauce, y aunque se pueden usar métodos de aproximación lo normal es considerar los datos ofrecidos por las estaciones de aforo instaladas por las confederaciones hidrográficas (en España) ya que ofrecen periódicamente sus datos.

Se llama estiaje al menor caudal de un río, situación que suele repetirse todos los años en la misma época, recurrentemente.

6.2.1 MÓDULO Y ABUNDANCIA CORTICAL

La abundancia cortical es el porcentaje medio de un elemento en la corteza terrestre. En hidrología la abundancia es la cantidad de agua que lleva un río en un punto concreto, se llama módulo y se mide en m³/s (módulo absoluto). El módulo es la media aritmética de los caudales observados en un período de tiempo determinado, por lo general, con un lapso mínimo de 30 años. En realidad módulo y caudal son sinónimos.

El módulo relativo, o específico, es la relación existente entre el módulo absoluto y la superficie de la cuenca, y se expresa en m³/s/km² o l/s/km².

$$\bullet \quad M_r = \frac{M}{S}$$

M_r = Módulo relativo

M = Módulo en m³/s o l/s

S = Superficie de la cuenca en km²

Se considera que si el módulo relativo es inferior a 5 m³/s/km² hay escasez, si está entre 5 y 15 m³/s/km² son los valores medios y por encima de 15 m²/s/km² son valores elevados.

Para hacer las operaciones siguientes es preferible usar el módulo expresado en litros por segundo (l/s) para lo cual hay que multiplicar por 1000 los metros cúbicos: 3 m³/s = 3000 l/s

6.2.2 ESCORRENTÍA

Se llama escorrentía a la lámina de agua que circula en una cuenca de drenaje, es decir la altura en milímetros de agua de lluvia escurrida y extendida uniformemente. Normalmente se considera como la precipitación menos la evapotranspiración real.

6.2.2.1 ÍNDICE DE ESCORRENTÍA

Si se conoce el caudal relativo (módulo relativo) del río se puede obtener el índice de escorrentía multiplicándolo por un valor constante: 31,557

$$I_e = \frac{M_r}{l/s/km^2} \times 31,557$$

I_e = Índice de escorrentía

[editar] Coeficiente de escorrentía

Se llama coeficiente de escorrentía a la relación entre el índice de escorrentía y la precipitación anual. Indica qué porcentaje de la precipitación anual circula, de media.

$$C_e = \frac{I_e}{P_{mm}}$$

O expresado en tantos por ciento:

$$C_e = \frac{I_e}{P_{mm}} \times 100$$

C_e = Coeficiente de escorrentía

I_e = Índice de escorrentía

P_{mm} = Precipitaciones anuales en milímetros

Cuando se habla de la cantidad de lluvia que resbala sobre un material determinado lo llamamos factor de impermeabilidad, que es diferente para cada uno de ellos; por ejemplo: pizarra (0,70-0,95); grava de carretera (0,15-0,30); césped (0,05-0,03).

6.2.3 ÍNDICE DE EVAPORACIÓN

Se llama índice de evaporación a la diferencia entre la altura de la lluvia y el índice de escorrentía.

- $I_{ev} = P_{mm} - I_e$

I_{ev} = Índice de evaporación

I_e = Índice de escorrentía

P_{mm} = Precipitaciones anuales en milímetros

6.3 IRREGULARIDAD

Se llama irregularidad de un río a las variaciones entre los valores extremos del caudal que se registran. Se expresa por medio del coeficiente de irregularidad, que se obtiene dividiendo el caudal máximo por el mínimo.

- $$C_i = \frac{C_{max}}{C_{min}}$$

C_i = Coeficiente de irregularidad

C_{max} = Caudal máximo

C_{min} = Caudal mínimo

Los valores bajos indican un régimen constante y los altos grandes irregularidades. Existe una correspondencia directa entre la aridez del clima y la irregularidad del régimen fluvial: los ríos de las zonas de clima ecuatorial presentan un caudal abundante y una oscilación del régimen relativamente escasa. Por el contrario, en los ríos de las regiones de clima árido, las fluctuaciones del caudal de los ríos son muy grandes y violentas. En España, por ejemplo, el río Miño tiene un régimen casi constante, con caudal abundante y escasas variaciones. En cambio, el Júcar, con una cuenca ubicada en un clima más árido, presenta mayores irregularidades: de hecho, es el río con el máximo caudal alcanzado en toda la Península Ibérica aunque en promedio tiene un caudal inferior al del Miño.

6.4 RÉGIMEN ESTACIONAL

Desde el punto de vista geográfico el régimen estacional es el elemento más expresivo de la hidrología. Refleja todos los factores que afectan a la red fluvial y es lo que permite establecer la clasificación de los ríos según su tipo de alimentación.

Para estudiar el régimen estacional hemos de recurrir a los caudales medios mensuales, que se obtienen con los datos recogidos en las estaciones de aforo. También necesitamos saber el módulo. Con estos datos podemos elaborar el

coeficiente de caudal, resultante de dividir la media mensual del caudal entre el módulo.

$$Cc = \frac{Cm}{M}$$

Cc = Coeficiente del caudal
 Cm = Caudal mensual medio
 M = Módulo

Con estos datos se elaboran unos gráficos que nos permiten conocer las características de alimentación de los ríos, y comparar cursos fluviales entre sí.

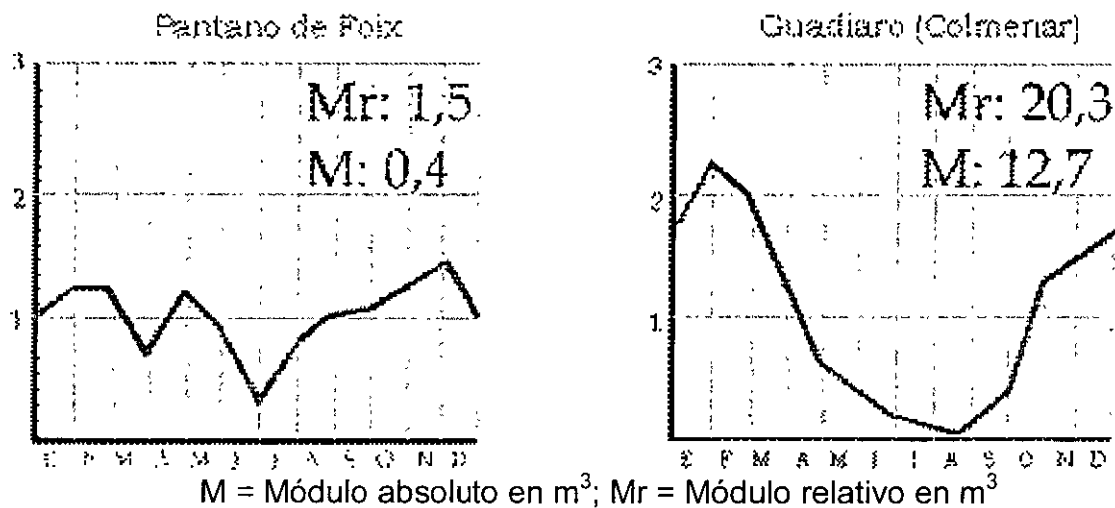


Fig 6.1 Gráficos de regimenes

Si trasladamos los resultados de cada estación de aforo, para un mes sobre un mapa podemos unir con una curva los resultados iguales. El valor 1 marca el punto de inflexión entre aguas altas y aguas bajas. Normalmente da un índice entre 0,1 y 3, el 1 corresponde al mes que circula en la media, el 2 al doble de la media y el tres al triple.

6.4.1 RÉGIMEN DE DESHIELO

Existe un caso especial de estacionalidad del régimen fluvial: se trata de los ríos de régimen nival o de deshielo, en los que las crecidas siempre son muy violentas y se presentan en un período corto del año, cuando las temperaturas medias superan los 0°. Los ríos rusos y, sobre todo, en el caso de Siberia, las inundaciones provocadas por el deshielo dejan sin caminos a enormes extensiones: se trata de la "rasputitza" o ausencia de caminos. En Siberia, al deshielo de primavera se une el hecho de que los ríos (el Obi con su afluente el Irtych, el Yeniséi y el Lena, que son ríos muy largos y caudalosos), van a desembocar en el Océano Ártico con lo que se produce una enorme progresión de las crecidas ya que comienza a derretirse el hielo y la nieve primero en la cuenca superior que se encuentra más al sur, mientras que en el norte, todavía se

encuentra el suelo congelado. A medida que avanza el deshielo hacia el norte, se va uniendo a los hielos que se van derritiendo y aumentando el caudal de los ríos. Como consecuencia de este proceso el Yenisei, por ejemplo, llega a tener unos 50 km de anchura cerca de su desembocadura. También el Danubio en su cuenca superior, su afluente el Tisza, el Elba, el Vístula, el Volga y casi todos los ríos de la Europa Central y Oriental, así como los de América del Norte (Yukón, Mackenzie, San Lorenzo, etc.) tienen crecidas muy intensas en primavera (en especial, el Yukón y el Mackenzie).

6.5 BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico es la relación existente entre la evapotranspiración real, la precipitación, la escorrentía y el almacenamiento superficial subterráneo o infiltración. La infiltración puede ser positiva o negativa.

- $P = E + I + Et$

P = precipitaciones

E = escorrentía

I = infiltración

Et = Evapotranspiración