ÍNDICE

Hidrología 1
Definición 1
Importancia 1
Ciclo hidrológico (Ciclo del agua) 2
Factores climáticos que afectan al ciclo hidrológico. 2
División de la hidrología 2
Hidrología General. 3
Recursos hídricos 8
Fenómenos del Niño y la Niña 8
Cuencas hidrográficas 8
Partes de una cuenca 9
Precipitación 10
Aspectos generales 10
Tipos de precipitación: 10
Lluvia 10
Precipitación Media o Promedio 12
Método de Media aritmética. 12
Método de la Red de Polígonos de Thiessen. 12
Método de Isoyetas. 13
Método *hipsométrico*. 14
Curvas de precipitación, Intensidad, Duración y Frecuencia. 15
Metodología para la construcción de curvas IDF. 16
Relación Precipitación-Escorrentía. 16
Calculo de la precipitación de diseño. 17
Ejemplo de cálculo del caudal (Método Ec Racional) 17
Hietogramas 18
Precipitación máxima probable 20
Distribución Gumbel. 21
Evapotranspiración 22
Factores que influyen en la Evapotranspiración 22
Métodos para determinar la evapotranspiración 23
Método de Thornthwaite 23
Método de Blaney-Criddle (modificado por la FAO) 24
Método de Penman (modificado por la FAO) 26
Balance Hidrológico 27

Ing. Victor Pazos R.

Escorrentía..... 28
Concepto.....28
Factores que afectan la escorrentía. 28
Intercepción por la vegetación. 28
Almacenamiento superficial, s. 28
Infiltración.....28
Intensidad, duración y distribución espacial de la lluvia. 29
Morfografía de la cuenca hidrológica 29
Hidrograma, concepto y partes.....29
Tipos de Hidrograma 30
Hidrograma Unitario 30
Hidrograma triangular del SCS 30
Hidrograma adimensional del SCS 30
Separación de componentes 31
Métodos de aforo 32
A) Cálculo a partir del gráfico del hidrograma 32
B) Cálculo a partir de los datos numéricos de caudales 32
Método de la semi sección para aforo de caudales con Correntómetro. 34
Transito de Avenidas 35
Método de Muskingum.....35
Erosión y Sedimentación. 36
En cuencas 36
1. Remoción en masa (Deslave). 36
2. Erosión hídrica. 36
En cauces naturales.....37
Transporte de sedimentos 37
CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS. 38
Formula Universal de erosión hídrica de suelos. Ec USLE.....38
ANÁLISIS DE LA CARGA EN SUSPENSIÓN. 39
Agua subterránea 40
Clasificación de las formaciones geológicas según su comportamiento hidrogeológico 41
Acuífero, Concepto. 41
Tipos de acuífero.....41
Acuífero No confinado (acuífero Libre) 42
Acuífero confinado (acuífero Libre).....42

Volumen de agua de un acuífero. 42
Ley de Darcy 43
Captación de aguas subterráneas 43
Cálculo de la Transmisividad de un acuífero (Método Jacob Régimen variable) 45
Pruebas de bombeo 45
Calculo del coeficiente de almacenamiento S 45
Hidráulica de pozos..... 45
Tabla de valores de Función de pozo W(u)..... 46

Ing. Victor Pazos R.

MODULO DE HIDROLOGÍA AGRÍCOLA

Hidrología

Definición

La hidrología es la ciencia que estudia la distribución del agua en la Tierra, sus reacciones físicas y químicas con otras sustancias existentes en la naturaleza, y su relación con la vida en el planeta. El movimiento continuo de agua entre la Tierra y la atmósfera se conoce como ciclo hidrológico. Se produce vapor de agua por evaporación en la superficie terrestre y en las masas de agua, y por transpiración de los seres vivos. Este vapor circula por la atmósfera y precipita en forma de lluvia o nieve.

La Hidrología se define como la ciencia que estudia la disponibilidad y la distribución del agua sobre la tierra. En la actualidad la Hidrología tiene un papel muy importante en el Planeamiento del uso de los Recursos Hidráulicos, y ha llegado a convertirse en parte fundamental de los proyectos de ingeniería que tienen que ver con suministro de agua, disposición de aguas servidas, drenaje, protección contra la acción de ríos y recreación. De otro lado, la integración de la Hidrología con la Ingeniería de Sistemas ha conducido al uso imprescindible del computador en el procesamiento de información existente y en la simulación de ocurrencia de eventos futuros.

Ing. Victor Pazos R.

Dos factores han contribuido al espectacular avance que la Hidrología como ciencia ha experimentado en los últimos 50 años. De un lado el desarrollo de los ordenadores ha permitido la solución de ecuaciones complejas y repetitivas, y su aplicación en forma de modelos hidrológicos, una de las herramientas básicas de la hidrología moderna. En este sentido es interesante resaltar que una de las primeras aplicaciones no militares de los primeros ordenadores modernos fue la solución de un modelo de simulación continua de cuenca en la Universidad de Stanford (EEUU) a principios de los años 1960, antes que muchas otras aplicaciones comunes hoy. Por otro lado la mejora de las técnicas de instrumentación y muestreo automático, paralela también al desarrollo de la electrónica, ha hecho posible la medida y parametrización de muchos procesos hidrológicos continuos e intensivos.

Crecientes

Una parte importante de la hidrología es el estudio de las crecientes en donde se analizan las magnitudes de los caudales máximos extraordinarios y la frecuencia con que ocurren. Junto con los análisis de las avalanchas son fundamentales en los diseños de puentes, drenajes y obras de control de inundaciones.

Importancia

¿Cuáles son los recursos hídricos disponibles?. ¿Es la explotación actual equilibrada o avanzamos hacia la desertificación?. ¿Representa la contaminación actual del agua un riesgo?. ¿Podemos recuperar la cantidad y calidad de nuestros recursos hídricos?. ¿Cuál es el impacto actual y futuro de nuestras acciones en el medio agroforestal?.

Todas estas preguntas entran dentro del ámbito de la Hidrología. Su estudio entraña gran dificultad porque debemos enfrentarnos a dos hechos básicos. Por un lado, la imprevisibilidad del tiempo atmosférico que condiciona localmente la radiación solar en la superficie del suelo (motor del ciclo hidrológico) y las lluvias; componente fundamental del ciclo que condiciona la disponibilidad del agua como recurso. Por otro lado, la enorme heterogeneidad del sistema hidrológico (atmósfera, vegetación, fisiografía del terreno, suelo y subsuelo) dificulta el estudio y la predicción de su comportamiento.

Actualmente la aplicación de la Hidrología como herramienta de gestión está dando lugar al establecimiento de planes integrales de manejo que incluyen la conservación de la calidad del medio ambiente, tratamiento y el manejo sostenible de residuos agrícolas y ganaderos, industriales y urbanos.

Ciclo hidrológico (Ciclo del agua)

Figura 1. Etapas del ciclo hidrológico

Ing. Víctor Pazos R.

El ciclo del agua consta de 4 etapas: almacenamiento, evaporación, precipitación, y escorrentía. El agua se almacena en océanos, lagos, en ríos, arroyos, y en el interior del suelo. La evaporación incluida la transpiración que realizan animales y plantas, transforma el agua líquida en vapor, que asciende a la atmósfera. La precipitación tiene lugar cuando el agua contenida en la atmósfera por efecto de la temperatura se condensa y cae a la tierra en forma de lluvia, granizo o nieve. El agua de escorrentía incluye el agua que fluye en ríos, arroyos y el agua subterránea.

Factores climáticos que afectan al ciclo hidrológico.

Los factores que lo afectan son:

1) La radiación solar (que es el motor que inicia el ciclo),
2) El uso del suelo, y
3) Características de la cuenca hidrográfica.

División de la hidrología

La hidrología se divide en:

Hidrología general o descriptiva (Estadística)

Hidrología aplicada que puede ser:

- Agrícola
- Urbana,
- Vial,
- Forestal
- De aguas subterráneas.

La hidrología forestal se ocupa del estudio del comportamiento del ciclo hidrológico bajo el ámbito de los ecosistemas forestales. Su estudio se origina a partir de las funciones hidrológicas que han sido atribuidas al bosque, entre las cuales destaca el efecto "esponja hídrica", que consiste en reducir la escorrentía proveniente de la precipitación durante invierno, y mantener los caudales durante el verano (agua proveniente de los mantos acuíferos).

Los ecosistemas forestales también contribuyen a mejorar la calidad del agua, pues, los suelos forestales funcionan como "filtros de agua", siendo las cuencas cubiertas con bosques las que presentan mejor calidad, en términos de bajo contenido de sedimentos, baja turbidez, bajo contenido de microorganismos dañinos y un alto contenido de oxígeno disuelto.

Hidrología General.

Recopila, organiza y procesa la información meteorológica, hidrológica y geográfica, para que pueda ser utilizada por otras ciencias.

A continuación se detalla el tipo de información que requiere un estudio hidrográfico; que además debe incluir aspectos geográficos, hidrogeológicos, sociales, de uso de la tierra y de características de los suelos.

1. Recolección de información

La información que se recolecta para desarrollar un estudio hidrológico comprende los siguientes aspectos:

Ing. Victor Pazos R.

1) Cartografía
2) Hidrometeorología
3) Estudios anteriores.

Dentro de la información cartográfica se incluyen los mapas con curvas de nivel a escalas entre 1:100.000 y 1:5.000, las fotografías aéreas y las imágenes de radar y de satélite. Esta información se procesa para determinar las características morfométricas de la cuenca, su capacidad de almacenamiento, de suelos y uso de la tierra de las hoyas vertientes y de las zonas de importancia dentro del proyecto.

En el aspecto hidrometeorológico se recolecta información sobre las variables del clima, la precipitación, los caudales y niveles de las corrientes naturales y los sedimentos que transportan las corrientes. Por lo general esta información se recolecta en forma de SERIES DE TIEMPO HISTÓRICAS, las cuales se procesan con métodos estadísticos y probabilísticos para determinar regímenes medios y proyecciones futuras. El tratamiento de estas series se realiza de acuerdo con el tipo de proyecto que se va a desarrollar y para ello se utilizan los conceptos de Hidrología Aplicada e Hidrología Estocástica.

El análisis de los Estudios que se han desarrollado con anterioridad en la zona del proyecto permite complementar la información recolectada. Este análisis tiene capital importancia cuando el proyecto se desarrolla en varias fases porque en la segunda fase debe analizarse cuidadosamente lo que se hizo en la primera, y así sucesivamente.

2. Trabajos de campo.

Luego de analizar la información recolectada el ingeniero está en capacidad de programar los trabajos de campo que permitan la complementación de la información existente. Entre estos trabajos se cuentan la ejecución de Levantamientos Topográficos y Batimétricos, la recolección y análisis de Muestras de los Sedimentos que transportan las corrientes, la instalación y operación de estaciones Climatológicas. y Pluviométricas, Limnímetros y la realización de Aforos.

3. Análisis de la información hidrológica

Terminada la etapa de recolección se procede al análisis del clima, la precipitación, los caudales y los sedimentos.

Este análisis se realiza de acuerdo con las necesidades del proyecto y puede incluir uno o varios de los siguientes temas:

Clima.

Los valores medios de Temperatura, Humedad, Presión y Viento definen el clima de la zona de estudio.

En los proyectos de suministro de agua el clima influye decisivamente en la relación que existe entre la Precipitación, la Hoya vertiente y la formación de los Caudales de las corrientes naturales. Esta relación se expresa matemáticamente por medio de la ecuación del Balance Hidrológico.

Además, el análisis del régimen climatológico es una de las bases fundamentales del estudio de impacto ambiental en todos los proyectos de Ingeniería.

Precipitación

Los estudios de la precipitación analizan el régimen de lluvias en la región a partir de los datos de estaciones pluviométricas y pluviográficas.

Ing. Victor Pazos R.

El análisis comprende la variabilidad de la precipitación en el tiempo, su distribución sobre el área de estudio, la cuantificación de los volúmenes de agua que caen sobre la zona y las magnitudes y frecuencias de los aguaceros intensos.

Caudal medio

El régimen de caudales de una corriente está relacionado con las lluvias y con las características de su hoya vertiente.

Este régimen define los estados de caudales mínimos, medios y máximos en los sitios que han sido seleccionados para captación de agua o para construcción de obras hidráulicas.

La metodología que se utiliza depende de la información disponible y de las necesidades del proyecto. Pueden utilizarse análisis estadísticos y probabilísticos de series históricas de caudales o balances hidrológicos. Generalmente se utiliza la distribución ***Gumbel***

Estiajes

Durante algunas épocas del año las corrientes naturales presentan períodos de caudales bajos o de estiaje. Estos estiajes pueden ser críticos cuando las magnitudes de los caudales resultan tan bajas que las captaciones de acueductos, de sistemas de riego y de sistemas de generación de energía pueden verse afectadas en su operación normal.

Aguas subterráneas

Los depósitos de Aguas Subterráneas se denominan Acuíferos y son abastecidos con parte del agua que lluvia que cae en zonas de recarga dentro de su hoya vertiente.

El volumen de agua que se almacena como Agua Subterránea constituye la fuente principal de alimentación de manantiales, lagos y ríos en períodos de estiaje.

Hidrología aplicada

La Hidrología Aplicada utiliza la información básica y la procesa de acuerdo con las necesidades de los proyectos de aprovechamiento de los recursos hidráulicos, empleando las herramientas que ofrece la tecnología moderna.

Entre los temas que desarrolla la Hidrología Aplicada están los siguientes:

1. **Hidrología en cuencas pequeñas con información escasa.**

El problema de la información escasa es muy frecuente en las cuencas que están alejadas de los centros poblados y en las que pertenecen a zonas selváticas y montañosas. El tema trata del manejo de la información hidrológica en estudios que utilizan las fuentes de agua para captaciones, y para diseño de obras en corrientes naturales.

2. **Hidrología en Proyectos de Riego y Drenaje.**

En los proyectos de Riego y Drenaje los estudios de Hidrología tienen su desarrollo en los siguientes capítulos:

- Requerimientos de agua.

Los requerimientos de agua se refieren al volumen de agua que necesitan los cultivos para desarrollarse adecuadamente. Su valor depende de la relación que existe entre el clima, el suelo y el cultivo por una parte, y en el tamaño del área de proyecto, la eficiencia en la aplicación del riego y las pérdidas en las conducciones por la otra.

Ing. Victor Pazos R.

Los estudios hidrológicos que se ejecutan para determinar los requerimientos de agua comprenden análisis de Clima, Evapotranspiración y Lluvia en períodos cortos.

- Necesidades de riego.

Cuando los cultivos pueden desarrollarse adecuadamente dentro de las condiciones climáticas naturales de la zona del proyecto no hay necesidad de aplicar riego.

En caso contrario se estudia la necesidad de aplicar riego durante aquellos períodos que presentan deficiencias porque las condiciones naturales de la zona no tienen capacidad para suministrar los requerimientos de agua, y de instalar estructuras de drenaje de los campos agrícolas para evacuar los excesos de agua que se presentan durante los períodos de lluvias altas.

- Capacidad de la fuente seleccionada para cubrir la demanda.

Una vez que se ha determinado el valor de la Demanda de agua se analiza la fuente que va a suministrarla. Esa fuente puede ser una corriente natural o un depósito subterráneo.

El estudio hidrológico incluye análisis de Caudales Medios, Frecuencias y Duración de los Caudales y Operación de Embalses.

- Sedimentación en captaciones.

Muchos sistemas de captación y conducción de aguas afrontan actualmente graves problemas de sedimentación en las estructuras de captación. Entre las causas de estos problemas pueden estar las siguientes:

1. Información deficiente cuando se hicieron los cálculos de los volúmenes de transporte de sedimentos en las corrientes que alimentan las captaciones.
2. El uso de la tierra en las cuencas vertientes cambió luego de la construcción de las obras hidráulicas tanto por la instalación de asentamientos humanos como por la explotación no controlada de los recursos naturales.

- Magnitudes y Efectos de las crecientes sobre el funcionamiento de Captaciones, Embalses, Desarenadores y Conducciones.

Las obras que se construyen en los ríos o en sus riberas están expuestas a los ataques de las corrientes, tanto por la socavación del lecho y de las márgenes como por los desbordamientos en períodos de creciente.

- Drenaje de Aguas Superficiales y Drenaje de Suelos Agrícolas.

Tanto los excesos en la aplicación del riego como las lluvias intensas generan volúmenes indeseables de agua en los campos agrícolas. Se deben construir, entonces, canales para drenaje de aguas lluvias y drenes subterráneos para drenaje de las aguas de infiltración.

3. Hidrología en Proyectos de Acueducto y Alcantarillado.

La Hidrología contempla los siguientes aspectos en los proyectos de Acueducto y Alcantarillado:

- Demanda.

El estudio de la demanda de un acueducto incluye el análisis del crecimiento de la población y la asignación de la dotación. Esta última se refiere al volumen medio de agua que necesita cada persona en su hogar o en hospitales, oficinas, establecimientos industriales o comerciales, etc.

Ing. Víctor Pazos R.

- Capacidad de la fuente seleccionada para suministrar la demanda. Sedimentación en captaciones. Magnitudes y Efectos de las crecientes sobre el funcionamiento de: Captaciones, Embalses, Desarenadores y Conducciones.

Los estudios hidrológicos que se necesitan para definir estos aspectos se realizan de acuerdo con las necesidades de los proyectos particulares.

- Caudales de aguas servidas.

Los caudales de aguas servidas representan un porcentaje de los caudales que se suministran al sistema de acueducto.

- Caudales de aguas lluvias.

El estudio hidrológico de los caudales de aguas lluvias se explica en el artículo sobre drenaje de aguas lluvias.

4. Hidrología en Proyectos de Generación de Energía Hidráulica.

El producto que entrega un proyecto de Generación de Energía Hidráulica es Energía en un tiempo dado. La Energía se expresa en Kilovatios-hora y tiene una fórmula matemática que responde a la siguiente expresión:

$$E = K\,Q\,H$$

Donde

K = función de (Tiempo, la Densidad del Agua y las Dimensiones).

Q = Caudal, y

H = Cabeza Neta del Sistema Hidrológico de Generación.

El Sistema Hidrológico de Generación puede ser ***A Filo de Agua*** o con ***Embalse***:

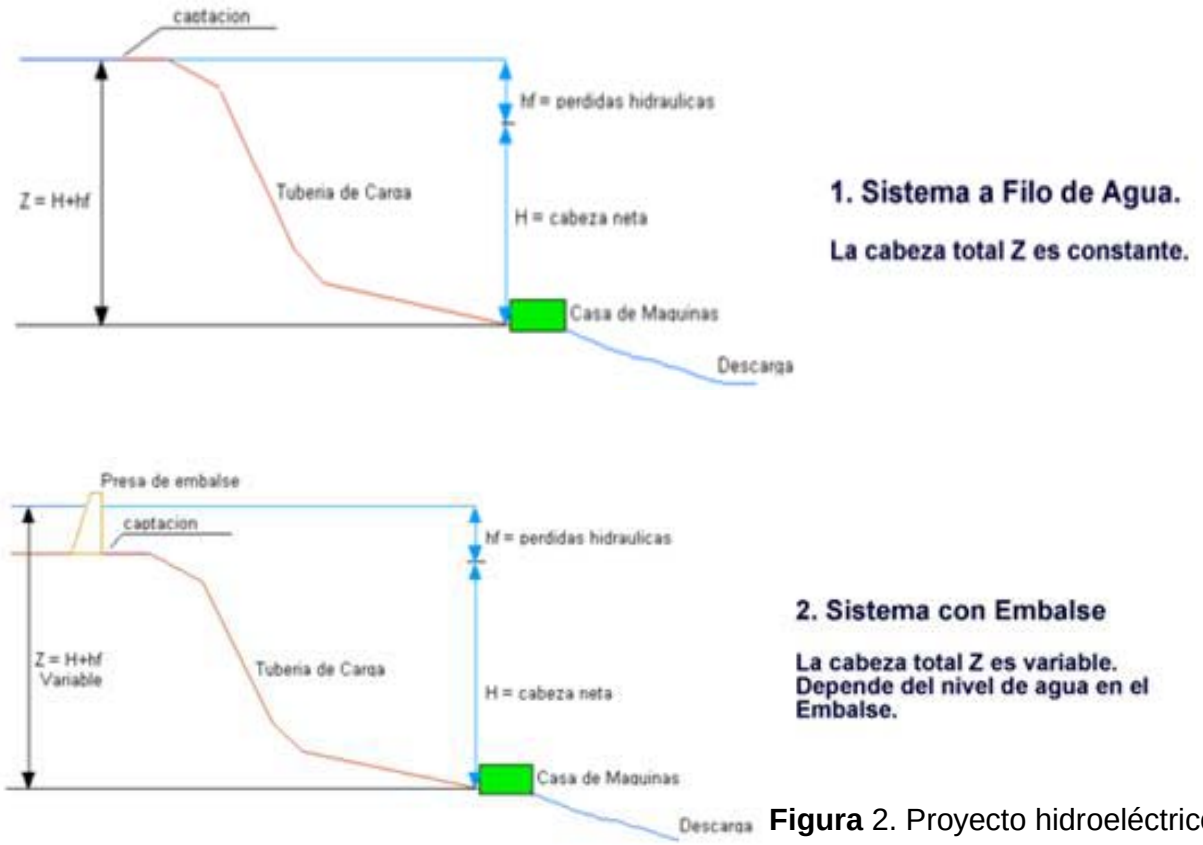


Figura 2. Proyecto hidroeléctrico

Ing. Victor Fabio

Los estudios hidrológicos determinan la capacidad que tiene la fuente para suministrar la demanda de energía, analizan las magnitudes de las crecientes que pueden atacar las obras civiles, cuantifican los procesos de sedimentación y determinan las condiciones de la descarga.

Para cumplir con estos propósitos los estudios hidrológicos se realizan en coordinación con los estudios de Potencia y Energía.

5. Embalses

La necesidad de utilizar embalses en los proyectos de suministro de agua se analiza inicialmente con la Curva de duración de Caudales y posteriormente se utiliza un Modelo de generación estocástica de caudales para afinar los resultados.

Figura 3. Fuente de suministro de agua a un proyecto (urbano o agrícola)

Cuando la fuente tiene capacidad suficiente para suministrar la demanda durante el ciento por ciento del tiempo no es necesario utilizar embalses. Algunas veces, a pesar de que la fuente no tenga la capacidad suficiente, se asume el riesgo de que se presenten deficiencias en el suministro y se programan racionamientos para evitar los costos

adicionales que representa la construcción de un embalse. Esta decisión no es recomendable cuando se trata de suministrar agua para acueductos pero puede ser factible en los suministros para riego o para generación de energía hidráulica.

La operación de un embalse o de una serie de embalses se simula mediante un modelo matemático que tiene como componentes las estructuras de descarga y las características geométricas de los embalses, y como variables las entradas de caudal, las entregas al proyecto, los niveles en el embalse y las pérdidas por evaporación e infiltración.

6. Hidrología para estudios de aprovechamiento de Aguas Subterráneas.

Dentro de los estudios de exploración que se realizan cuando se quiere evaluar la posibilidad de extraer aguas subterráneas de manera permanente y segura en una zona determinada resulta indispensable analizar la relación que existe entre la Precipitación, el Caudal Superficial y la Infiltración.

Una parte del agua de Infiltración, conocida como Caudal de Recarga, llega hasta los depósitos de Aguas Subterráneas en la zona de estudio y los alimenta. Otra parte del agua de Infiltración es atrapada por el suelo y el resto drena en forma subsuperficial o se escapa como percolación profunda.

7. Control de Inundaciones

Ing. Victor Pazos R.

Las magnitudes y los efectos de las inundaciones dependen de las características de las crecientes que son generadas por lluvias intensas, y de otros eventos relacionados con ellas, como son los deslizamientos de taludes, la formación y el rompimiento de presas naturales, y las obstrucciones al flujo por destrucción de obras civiles.

Recursos hídricos

Las cuencas hidrográficas del país en la región costa son: la cuenca del Guayas, la del Rio Portoviejo, la del Rio Chone, la del rio Esmeraldas, la del Rio Machala, entre otras. En la región oriental están las cuencas: Rio Napo, Rio Pastaza, Rio Zamora.

Fenómenos del Niño y la Niña

Trabajo de investigación estudiantil.

Cuencas hidrográficas

La cuenca hidrológica, hidrográfica o también llamada cuenca de drenaje, comprende toda el área drenada por una corriente de agua de tal forma que todo el caudal procedente del área se descargue a través de una única salida; siendo la divisoria topográfica la línea imaginaria que separa la superficie del terreno (cuenca) que drena hacia un punto, de las superficies de tierra adyacente que drenan a otros puntos (otras cuencas); esta no siempre coincide con la divisoria freática, la cual determinará el límite de divisorio del agua de infiltración en esos límites.

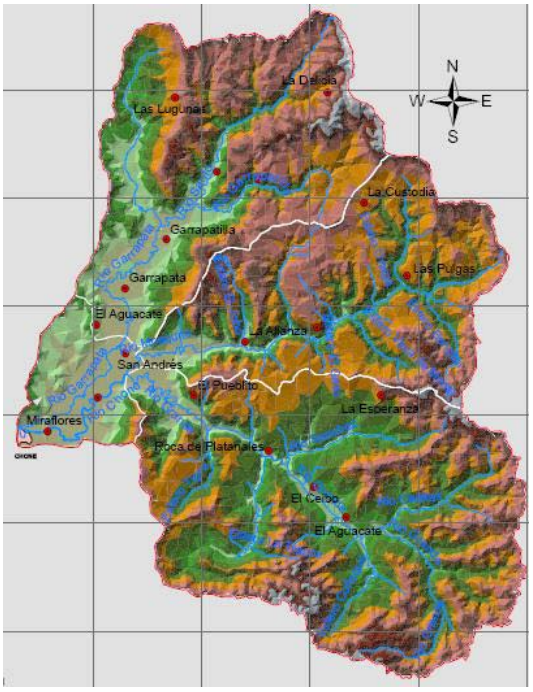


Figura 4. Cuenca: Rio Chone.
Fuente: Proyecto de alerta temprana de control de inundaciones del Rio Chone

Características de la cuenca hidrológica

Generales:

- Topografía
- Tamaño o superficie de la cuenca.
- Forma
- Pendiente
- Elevación
- Disposición y estado de los cauces.
- Uso y cubiertas del Suelo.

Geológicas:

- Tipo de suelo
- Permeabilidad
- Estratigrafía

La influencia de las características de la cuenca sobre la escorrentía se ilustra en la Figura 6. En ella se presentan dos cuencas adyacentes, una pequeña de 0.8 ha y otra grande 7000 ha sobre las que hay la misma precipitación, y se han registrado los caudales de salida de cada una.

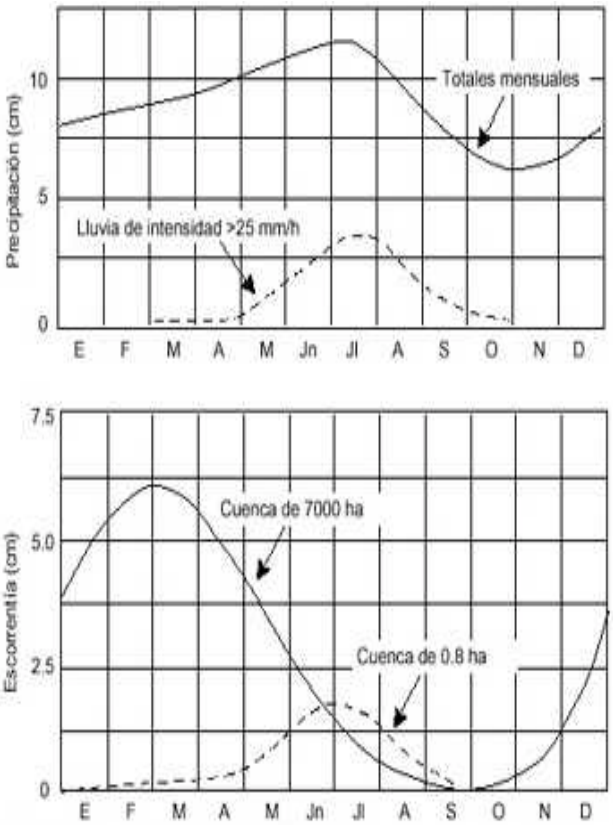
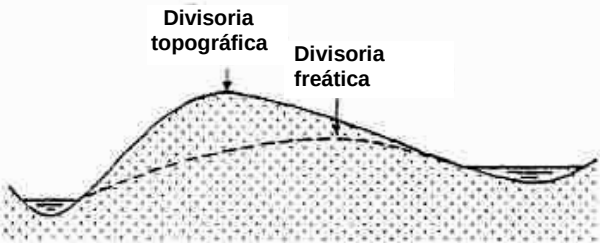


Figura 5. Relación superficie-escorrentía



Para las cuencas pequeñas (< 800 ha) los meses con mayor escorrentía coinciden con los de mayor precipitación, mientras que en cuencas grandes la relación se ve amortiguada por la distancia (tiempo) que el exceso de lluvia tiene que recorrer desde los puntos remotos de la cuenca hasta el drenaje y por el flujo subsuperficial (interflujo) hasta los canales. Para cuencas pequeñas la intensidad de precipitación tiene también un reflejo sobre la escorrentía, de manera que existe una buena correlación entre tormentas con intensidad superior a un valor determinado (25 mm/h en el caso de ejemplo) y volumen de escorrentía.

Partes de una cuenca

Las partes de una cuenca son: Cabecera, Desagüe, Cuerpo y divisoria de aguas.

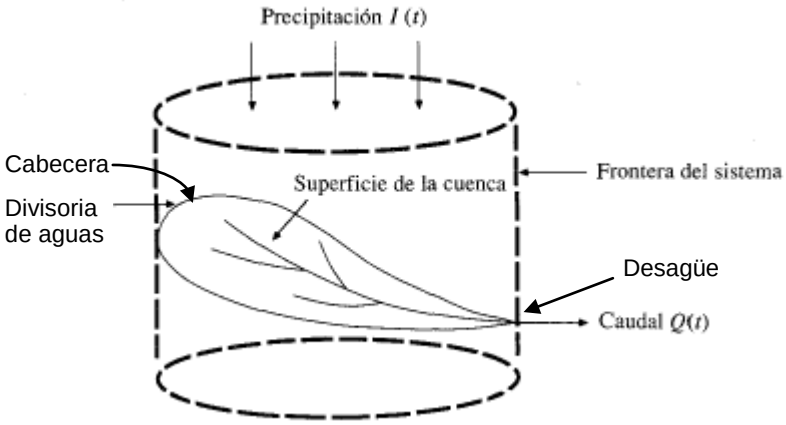


Figura 6. Cuenca hidrográfica, y sus partes

Precipitación

Aspectos generales

Las precipitaciones se producen cuando el vapor de agua de la atmósfera se condensa en las nubes y cae en la Tierra. Las precipitaciones pueden ser de diversas formas, entre ellas, lluvia, nieve, pedrisco y granizo. Al día caen aproximadamente 300 km³ de agua en forma de precipitaciones. La formación de la precipitación requiere de la elevación de una masa de agua a la atmósfera (en forma de vapor), de tal manera que se enfríe y parte de esa humedad se condense.

Los tres mecanismos principales para la elevación de las masas de vapor de agua son la *elevación frontal*, el aire caliente es elevado sobre el aire; la *elevación orográfica*, mediante la cual una masa de aire se eleva para pasar por encima de una cadena montañosa; y la *elevación convectiva* donde el aire se eleva por la acción convectiva de los movimientos de aire de una tormenta eléctrica.

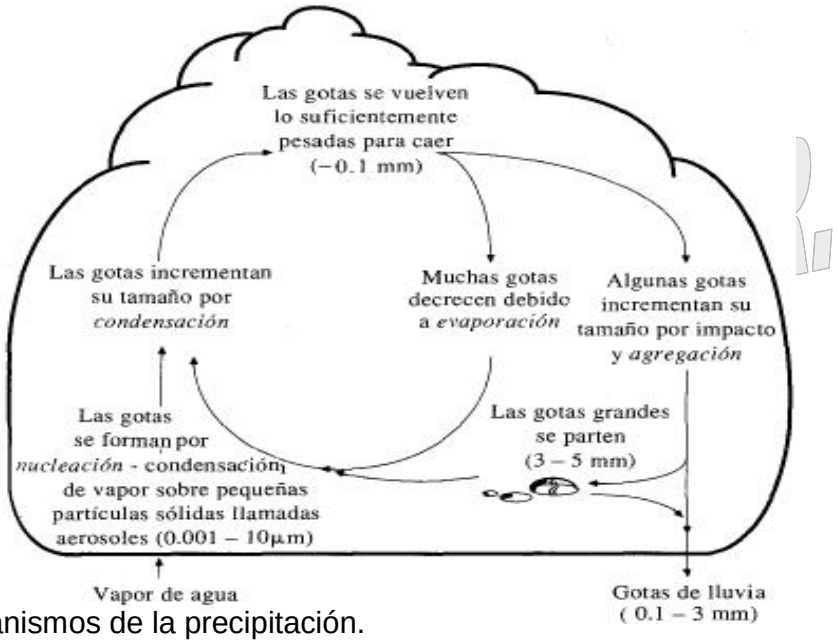


Figura 7. Mecanismos de la precipitación.

Tipos de precipitación:

Lluvia

Las lluvias son la precipitación de agua en forma líquida; presentan una gran variación en el espacio y en el tiempo. Las lluvias pueden representarse por mapas de isoyetas.

Parámetros que caracterizan las lluvias.

La lluvia puede ser descripta en los siguientes términos: (1) intensidad, (2) duración, (3) profundidad, (4) frecuencia, (5) distribución temporal, y (6) distribución espacial.

Intensidad de lluvia

La intensidad de la lluvia es la cantidad de agua que cae por unidad de tiempo. En la práctica, es necesario hacer uso de promedios espaciales y temporales de modo de proveer descripciones útiles de lluvia. Para cuencas pequeñas, la intensidad de lluvia promedio durante un período igual al tiempo de concentración es usualmente el parámetro de lluvia primario. Para las cuencas de tamaño medio, el énfasis va desde la intensidad de la lluvia a la profundidad de la tormenta, la duración de la tormenta, y una distribución temporal de la lluvia conveniente. Para las cuencas grandes (esto es: cuencas de ríos) la distribución espacial de la lluvia se vuelve el factor de control.

Las tormentas de alta intensidad son usualmente de corta duración y cubren áreas relativamente pequeñas. Por el contrario, las tormentas de baja intensidad son típicamente de larga duración y cubren áreas grandes. Dependiendo del tamaño de la cuenca, de las condiciones de humedad antecedente, y cobertura de área de la tormenta, ambos tipos de tormentas, las de alta y baja intensidad; pueden producir eventos de escurrimiento de magnitud comparable. De allí que, una descripción de lluvia que recaiga exclusivamente en la intensidad constante de la lluvia está limitada a pequeñas cuencas.

Duración de la lluvia

La duración del evento de lluvia o tormenta varía ampliamente, oscilando entre unos pocos minutos a varios días.

Para las cuencas de tamaño mediano, está en función de la altura acumulada de lluvia y de la distribución temporal aplicada. En este caso, la respuesta de la cuenca es usualmente de tipo subconcentrado, con una duración de tormenta corta con respecto al tiempo de concentración. La duración de la tormenta de diseño, a ser determinada por prueba y error, es aquella que produce el valor de caudal pico más alto para una profundidad de lluvia dada y una distribución temporal. Dado que los caudales picos están directamente relacionados a la intensidad de lluvia, y la intensidad de lluvia decrece con un incremento en la duración de la tormenta, se puede concluir que una tormenta de larga duración no lleva necesariamente a un caudal pico mayor.

Para cuencas grandes, la distribución espacial de la tormenta se vuelve importante, a pesar de que la duración de la tormenta continúa jugando su parte. Esto es porque las tormentas de larga duración pueden ser vistas frecuentemente como constituidas de dos partes (esto es una tormenta dual). La primer parte produce usualmente poco escurrimiento, el volumen de ella incrementa el contenido total de humedad de la cuenca. La segunda parte, que ocurre inmediatamente después de la primera con condición de humedad antecedente mayor, es convertida casi enteramente en escurrimiento, resultando en flujos de pico anormalmente altos. Este mecanismo de la tormenta dual es usualmente responsable de las mayores inundaciones experimentadas en cuencas grandes

Ing. Victor Pazos R.

Altura (profundidad) de lluvia

Para cuencas pequeñas la altura de lluvia implica asumir una intensidad de lluvia constante durante una cierta duración. La altura de lluvia se vuelve importante en el análisis de cuencas de tamaño medio, donde es utilizada junto con una tormenta de distribución adimensional elegida para desarrollar un hietograma. Los mapas isopluviales que muestran datos de frecuencia, duración y profundidad de tormenta a través de los EEUU han sido desarrollados por el Servicio Meteorológico Nacional. Las referencias se muestran en la tabla 13-1.

Para proyectos grandes especialmente aquellos donde la falla estructural debido a razones hidrológicas (esto es llenado del embalse) puede resultar en pérdida de vida, el concepto de precipitación máxima probable, o PMP, es utilizado en lugar de frecuencia-duración-altura. En la práctica, la PMP es utilizada como una entrada al modelo de cuenca para obtener el flujo máximo probable, o PMF.

Frecuencia de lluvia

En general, cuanto más grande es la altura de la tormenta, más infrecuente es su ocurrencia. Relacionado íntimamente a la frecuencia está el concepto del período de retorno, definido como el promedio de tiempo que transcurre entre los acaecimientos de dos eventos de tormenta de la misma frecuencia. Los períodos de retorno normalmente usados en la práctica del diseño varían de 5 a 10 años para pequeñas tormentas drenaje, de 50 a 100 años para estructuras más importantes.

La elección de la frecuencia de lluvia está usualmente basada en la práctica local y experiencia individual. Para proyectos importantes, especialmente aquellos donde el fallo puede resultar en perdida de vida, la PMP es usada en vez de la frecuencia como la base para las determinaciones de flujo.

Distribución temporal

La distribución temporal de una tormenta tiene un rol importante en la respuesta hidrológica de cuencas de tamaño medio. Para una altura de lluvia dada y una duración, la elección de la distribución temporal la de lluvia adimensional permite el desarrollo del hietograma de una tormenta de diseño.

Para una cierta altura de lluvia y una duración, una distribución temporal uniforme producirá una respuesta lenta, con un pico relativamente bajo y un tiempo de base largo. Por el contrario, una distribución temporal altamente no uniforme producirá una respuesta rápida, con un pico relativamente alto y un tiempo de base corto. En la práctica, una elección juiciosa de la distribución temporal (o alternativamente, una tormenta diseño) es necesaria para el cálculo seguro de picos de flujo usando técnicas de modelado de cuencas.

Una distribución temporal de diseño puede se derivada local o regionalmente. Las distribuciones de lluvia temporal adimensionales están expresadas en porcentaje de duración de la lluvia en las abscisas y porcentaje de altura de lluvia en las ordenadas. Alternativamente, la duración puede ser fijada a valores establecidos y solamente las ordenadas expresadas como porcentaje de gravedad de lluvia.

Ing. Víctor Pazos R.

Distribución espacial

Las tormentas que cubren áreas grandes tienden a tener formas elípticas, con un ojo de alta intensidad ubicado en el medio de la elipse, rodeado por lluvias de intensidades y alturas decrecientes. Más aún, el ojo de la tormenta tiende a moverse en dirección paralela a los vientos prevalentes.

En ciertos casos puede ser necesario considerar las tormentas locales y generales. Para cuencas grandes, las *tormentas locales* son típicas tormentas de alta intensidad (esto es, tormentas eléctricas) que cubren solamente una fracción de área de la cuenca. Por el contrario, las *tormentas generales* cubren el área entera de la cuenca, son lluvias de larga duración aunque de baja intensidad. Para cuencas grandes, las tormentas locales y generales pueden producir escurrimiento e inundación de magnitud comparable.

Precipitación Media o Promedio

Dado que es imposible, anti técnico y/o económico ubicar pluviómetros “muy cerca”, los pluviómetros de instituciones oficiales (INAMHI y CEDEGE) están ubicados a distancias muy considerables entre sí, los datos que de ellos se obtienen sólo representan una muestra aislada de la precipitación sobre grandes áreas. En consecuencia, es necesario considerar métodos para calcular la precipitación promedio.

Existen varios métodos para calcular la precipitación media:

Método de Media aritmética.

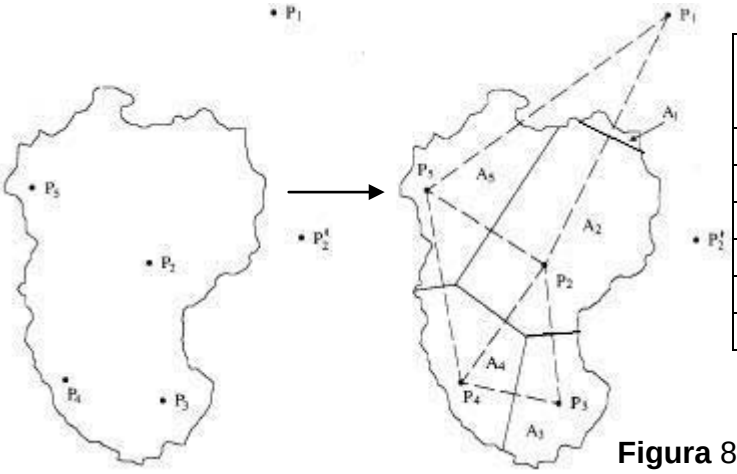
Es el método más simple para estimar la precipitación media. Si la precipitación tiene una variación ***no*** continua, la precipitación media puede ser muy incorrecta. Aplicable a áreas menores de 100 has.

Método de la Red de Polígonos de Thiessen.

Es un método muy común para ponderar la precipitación media.

La red de Thiessen se construye sobre un plano uniendo las estaciones adyacentes con línea rectas y trazando bisectores perpendiculares a cada línea de conexión. La lluvia promedio es la suma de los productos obtenidos de multiplicar los valores de lluvia de cada estación por el área del polígono y dividido por la superficie total de la Red.

$$\textbf{Precipitación media} = \frac{\Sigma(\textbf{Precipitación} \times \textbf{Área del poligono})}{\Sigma\ (\textbf{Área Total de la Red Thiessen})}$$



Estación	Lluvia registrada mm	Área Km^2	Producto
P1	10	0,22	2,2
P2	19	4,02	76,38
P3	33	1,35	44,55
P4	28	1,60	44,80
P5	45	1,95	87,75
Total	--	9,14	255,68

$$\text{Precipitación} = \frac{255{,}68}{9{,}14} = 27{,}97 \text{ mm}$$

Figura 8. Polígonos de Thiessen

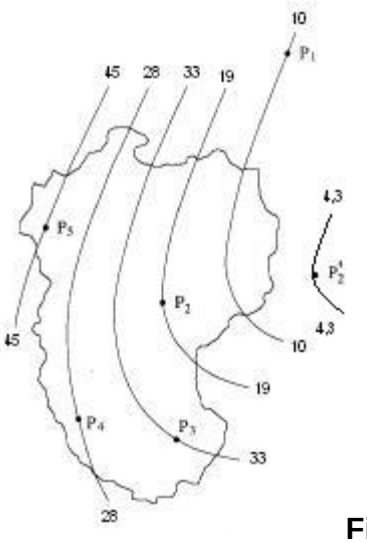
El método de Thiessen generalmente es más exacto que el método de la media aritmética, pero es inflexible, debido a que tiene que construirse una nueva red de Thiessen cada vez que haya un cambio en la red de pluviómetros, tal como ocurre cuando falta información de alguno de ellos. Además, el método Thiessen no toma en cuenta en forma directa las influencias de la orografía sobre las lluvias.

Ing. Victor Pazos R.

Método de Isoyetas[1].

Este método supera las limitaciones del anterior utilizando curvas de alturas de lluvia que se observan en los pluviómetros e interpolando entre pluviómetros adyacentes. Cuando existe una red densa de pluviómetros, los mapas de isoyetas pueden construirse utilizando programas de computador para dibujar curvas de nivel (Surfer). Una vez construido el mapa, se mide el área ***Aj*** entre cada par de isoyetas (curvas) en la cuenca y se multiplica por el promedio ***Pj*** de las profundidades de lluvia de las dos isoyetas adyacentes; para calcular la precipitación promedio se divide este producto por el área total de las isoyetas. El método de las isoyetas es flexible, y el conocimiento de los patrones de tormenta puede influir en el gráfico de las mismas, pero es necesaria una red de medidores más o menos densa para construir el mapa de isoyetas de una tormenta compleja.

[1] Curva para la representación cartográfica de los puntos de la Tierra con el mismo índice de pluviosidad media anual. Microsoft Encarta 2009.



Isoyeta	Área entre isoyetas Km^2	Precipitación media	Producto A x P
10	0,88	7,15	6,29
19	1,59	14,5	23,06
33	2,24	26,0	58,24
28	3,01	30,5	91,80
45	1,22	36,5	44,53
Total	0,20	53*	10,60
	9,14	--	234,52

$$\text{Promedio} = \frac{234{,}52}{9{,}14} = 25{,}66 \text{ mm}$$

Figura 9. Isoyetas

* Interpolación ponderada de la precipitación.

Método *hipsométrico*.

El método hipsométrico, es particularmente útil en regiones montañosas. La curva superficie-elevación en el cuadrante a) se elabora al trazar el área de la cuenca situada por debajo de los diversos contornos de elevación (A' sobre el eje de las x) frente a las elevaciones correspondientes (z en el eje de las y).

La ubicación de cada estación en el eje de las **x**, se determina a partir de la elevación de la estación en el eje de las ***y*** hacia la curva superficie-elevación, y después hacia arriba al eje de las **x**. Después, la ubicación de las estaciones en el eje de las ***y*** se determinan como se indica en los cuadrantes a) y b) con las líneas en el cuadrante b) proyectadas con un ángulo de 60º a partir del eje de las ***y***.

La curva del cuadrante c) se elabora mediante la representación gráfica de la precipitación de la estación en función de las estaciones correspondientes. A partir de este cuadrante, se proyectan los valores al cuadrante d) y se trazan contra sus respectivas estaciones para obtener la curva de precipitación. El área en el cuadrante d) que queda por debajo de esta curva representa el volumen de precipitación. El valor medio se obtiene dividir este valor por el área total de la cuenca.

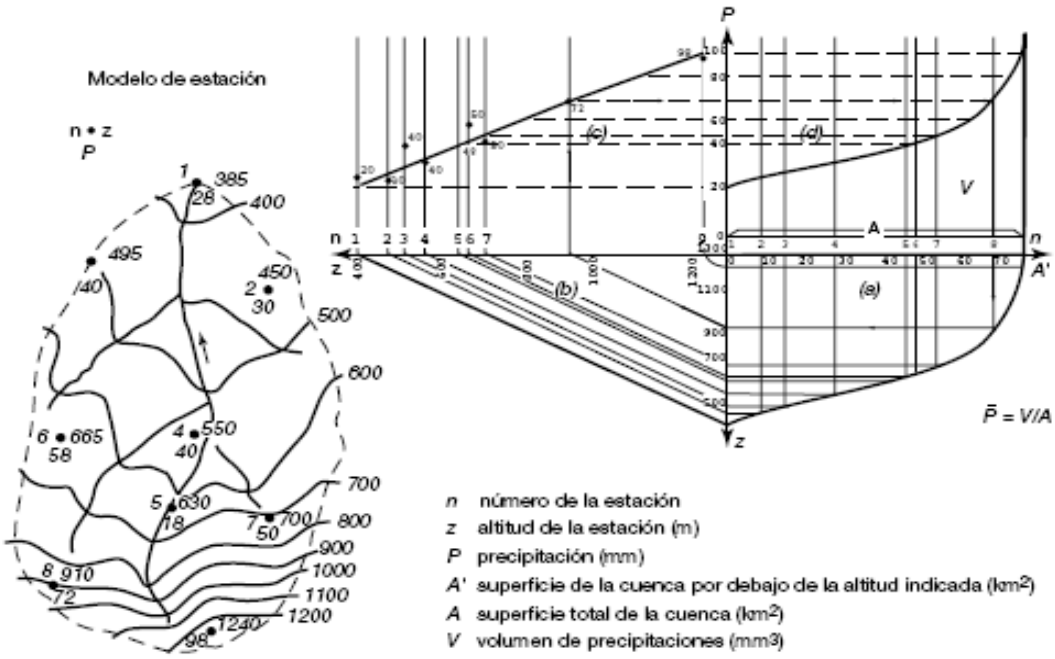


Figura 10. Curvas Hipsométricas

Ing. Victor Parros R.

Cabe señalar que los cuadrantes a) y b) son fijos para una cuenca particular y que sólo las curvas de los dos cuadrantes superiores tienen que volverse a determinar para cada tormenta. El método también puede usarse para obtener el promedio de la precipitación mensual o anual.

Se han propuestos otros métodos para ponderar los registros pluviométricos, tales como el método del cuadrado de la distancia reciproca. Muchos investigadores analizaron todos estos métodos y llegaron a la conclusión de que arrojan resultados similares, especialmente cuando el periodo de registros es grande.

Curvas de precipitación, Intensidad, Duración y Frecuencia.

Para llevar a cabo un análisis de frecuencias de la precipitación debe contarse con datos de lluvia que cubran un número suficiente de años. Para duraciones inferiores a un día, habrá de recurrir a relaciones generalizadas de Altura (profundidad)-Duración-Frecuencia, tales como:

- Fórmulas empíricas que relacionan la intensidad, duración y frecuencia establecidas para estaciones pluviométricas con series de datos suficientemente largas para considerarlas representativas de la zona en estudio.
- Mapas de isoyetas para varias duraciones y frecuencias, basadas en estaciones pluviométricas con series largas de datos del área.

Las profundidades de precipitación de diseño determinadas mediante la serie de excedencia de eventos deben ajustarse para igualar las profundidades encontradas mediante una serie anual, multiplicando por 0,88 para valores con periodo de retorno de 2 años, por 0,96 para valores con periodo de retorno de 5 años, por 0,99 para valores con periodo de retorno de 10 años. Para periodos de retorno superiores no es necesario realizar el ajuste.

Ing. Víctor Pazos R.

Las formulas tienen generalmente dos parámetros que pueden cambiar de un área a otra.

$$P = a \times t^{b} \quad \text{(t > 2 hrs, frecuencia constante)}$$

$$P = \frac{c \times t}{t + d} \quad \text{(t < 2 hrs frecuencia constante)}$$

$$P = A \log T + B \quad \text{(duración constante)}$$

En que a, b, c, d, A y B son parámetros que se determinan empíricamente.

Ecuaciones para curvas IDF

Las curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia también pueden expresarse como ecuaciones:

$$i = \frac{c}{T_d^e + f}$$

Donde, *i* es la intensidad de la lluvia de diseño, T_d es la duración de la tormenta, y *c*, *e*, *f* son coeficientes determinados por regresión.

Incluyendo el periodo de retorno T la ecuación se transforma en:

$$i = \frac{cT^m}{T_d^e + f}$$

Metodología para la construcción de curvas IDF.

1. **Determinación de las Intensidades máximas**.

Escoger de una serie de años de registro, por ejemplo, las 24, 12, 8, 6, 4, 2 y 1 horas más lluviosas. (Se puede escoger intervalos más pequeños dependiendo de la precisión de la medición).

Luego se divide los valores de dichas precipitaciones por sus duraciones y así obtener intensidades máximas (mm/hr).

2. **Aplicar una distribución estadística (Generalmente Gumbel, pero puede ser GEV u otra); y realizar los ajustes**
3. **Calcular para cada duración (hr) las intensidades (mm/hr) asociadas a distintos periodos de retorno (años), por ejemplo, 2, 5, 10, 25, 50 y 100 años.**

4.- Unes los valores asociados a iguales periodos de retorno y así obtienes curvas IDF.

Relación Precipitación-Escorrentía.

Lo medular de la Hidrología Superficial es calcular la escorrentía que se va a generar si se produce una precipitación determinada (calcular el hidrograma que va a generar un hietograma). El tema es muy complejo y se plantean actuaciones diversas:

- **Un evento concreto o el proceso continuo**: A veces estudiamos qué caudales generará cierta precipitación, o bien queremos conocer el proceso de un modo continuo, por ejemplo, el funcionamiento de la cuenca a lo largo de un año.
- **Precipitaciones reales o supuestas**: Podemos desear calcular los caudales generados por unas precipitaciones reales o bien trabajamos con una tormenta de diseño para calcular el hidrograma de diseño. Si se va a construir una obra (canal, presa,...) debe hacerse sobre caudales teóricos que calculamos que se producirán por unas precipitaciones teóricas que se producirán una vez cada 500 años.

Ing. Víctor Pazos R.

En el estudio de una cuenca real con datos reales es necesario utilizar un modelo en ordenador, en el que se introducen las características físicas de la cuenca. En otras ocasiones es posible abordar el problema manualmente. Muy esquemáticamente, las fases del proceso son:

1) Separación de la lluvia neta (calcular qué parte de la precipitación caída va a generar escorrentía superficial). (Ver "Cálculo de la Precipitación Eficaz por el método del S.C.S")

2) Calcular la escorrentía producida por esa precipitación neta. Un método de calcular esto es el hidrograma unitario.

3) Calcular cómo va variando el hidrograma calculado en el paso anterior a medida que circula a lo largo del cauce; eso se denomina “tránsito de hidrogramas”, y no lo vamos a tratar aquí. (Ver el tema "Tránsito de hidrogramas")

4) Opcionalmente, y teniendo en cuenta la geometría del cauce en una zona concreta, calcular la altura que alcanzará el agua, y, por tanto, las áreas que quedarán inundadas cuando el hidrograma calculado en los pasos anteriores pase por allí. (Programa HEC-RAS)

En este tema vamos a abordar de modo simplificado el punto 2: suponiendo que tenemos datos de precipitación neta, calcular el hidrograma que se genera.

Recibe este nombre la primera aproximación, la más sencilla, para evaluar el caudal que producirá una precipitación.

Supongamos una precipitación constante de intensidad I (mm/hora) que cae sobre una cuenca de superficie A (km^2). Si toda el agua caída produjera escorrentía, el caudal generado sería:

Q (m^3/s) = I (mm/hora) × 10^{-3} × A (km^2) / 3,6.

Si la superficie está en Hectáreas o deseamos obtener el caudal en litros/seg, será preciso introducir los factores correspondientes.

En casos reales, nunca toda el agua precipitada produce escorrentía, su cálculo no es sencillo. Para una primera aproximación, basta con aplicar un coeficiente de escorrentía C, con lo que finalmente, la fórmula general resultaría:

$$Q = C\ I\ A$$

Donde: Q = caudal

C= coeficiente de escorrentía (típicamente 0,2 a 0,7)

I = intensidad de precipitación

A = superficie de la cuenca.

Calculo de la precipitación de diseño.

En el caso en que no se disponga de curvas IDF, puede hacerse lo siguiente:

1. Obtención de la **intensidad máxima diaria para el periodo de retorno deseado**.

Calcular la precipitación diaria máxima. Este dato se obtiene ajustando una serie de valores (el día más lluvioso de cada año de una serie de años) a una distribución estadística, por ejemplo, Gumbel

Después se calcula la intensidad máxima diaria (I_d) así:

2. Obtención de la **intensidad máxima para cualquier intervalo *t*.**

La lluvia cae en un tiempo igual al tiempo de concentración de la cuenca. En un mapa de Isolíneas se busca el coeficiente I1 / Id (I1= Intensidad en una hora; Id = Intensidad de un día)

Si se lee, por ejemplo, 6, quiere decir que en la hora más lluviosa la intensidad es 6 veces mayor que la intensidad media de todo el día

Con estos datos ya podemos calcular la intensidad para cualquier intervalo, *t*, aplicando la fórmula

$$I_t == I_d \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{3,5287 - 2,5287 \cdot t^{\,0,1}}$$

Ver en Anexo 1 sobre gráfico Isolíneas.

Ejemplo de cálculo del caudal (Método Ec Racional)

Calcular el caudal de proyecto para un periodo de retorno de 10 años en una cuenca con los datos siguientes:

- ✓ -Datos necesarios para calcular el tiempo de concentración: Longitud del cauce= 2,1 km.; Pendiente del canal = 0,001. Superficie = 910 has = 9,1 km^2
- ✓ Precipitación diaria, Pd = 71 mm. (Obtenida mediante Gumbel para el periodo de retorno considerado. 10 años.
- ✓ Umbral de escorrentía Pe = 18 mm. En tablas; o generalmente varía entre 0,2 y 0,35 del Pd

Ing. Víctor Pazos R.

1) Cálculo del tiempo de concentración de la cuenca.

$$t_c = 0{,}3 \times \left(\frac{L}{S^{0,25}} \right)^{0,76}$$ Ec del cuerpo de Ingenieros de los EE.UU.

tc = Tiempo de concentración (horas)

L = longitud del cauce =2,1 km

S = Pendiente media (m/m) = (cota máx-cota min)/longitud= 0,003

$$\mathrm{t_c} = 0{,}3 \times \left(\frac{2{,}1}{0{,}003^{0,25}} \right)^{0,76} = 1{,}59 \text{ h}$$

2) Cálculo de la intensidad para el tiempo de concentración calculado.

$$I_t = 2{,}96(6)^{3,5287-2,5287 \cdot 1,59^{0,1}} = 12{,}84 \text{ mm/h}$$

Id = P diaria/24 horas = 71/24 = 2,96

3) Cálculo del coeficiente de escorrentía.

Se considerara para este ejemplo una Relación de precipitación (Rp) = 4 ⇦ (1÷0,25)

$$C = \frac{(\mathrm{Rp}-1)(\mathrm{Rp}+23)}{(\mathrm{Rp}+11)^2} = \frac{(4-1)(4+23)}{(4+11)^2} = 0{,}36$$

Ing. Victor Pazos R.

4) Cálculo del coeficiente corrección K del área.

$$K = 1 + \frac{\mathrm{Tc}^{1,25}}{\mathrm{Tc}^{1,25} + 14} = 1 + \frac{1{,}59^{1,25}}{1{,}59^{1,25} + 14} = 1{,}11$$

5) Cálculo del Caudal de diseño Ec. Racional

$$Q = \mathrm{K} \times \frac{\mathrm{CIA}}{3{,}6} = 1{,}11 \cdot \frac{0{,}36 \times 12{,}84 \mathrm{mm/h} \times 9{,}1 \mathrm{Km}^2}{3{,}6} = 12{,}97 \text{ m}^3\text{/s}$$

Hietogramas

El hietograma es la representación gráfica (en barras o superficie triangular) de la lluvia caída sobre un lugar determinado en un tiempo dado.

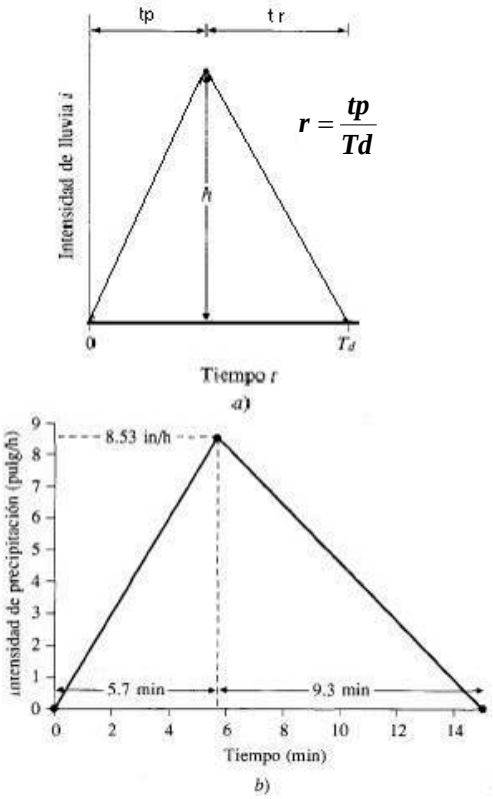
Pilgrim y Cordey (1975) desarrollaron un método de análisis de hietogramas basado en el ordenamiento de los intervalos de tiempo de la tormenta teniendo en cuenta la profundidad de precipitación que ocurre en cada uno de ellos.

Hietogramas de precipitación de diseño utilizando análisis de eventos de tormenta

Existen diversos tipos de hietogramas: triangular, en s, adimensionales.

Hietograma de forma triangular

Un triángulo es una forma muy simple para un hietograma de diseño debido a que una vez que se conozcan tanto la profundidad total de la precipitación de diseño P (área) como la duración Td, quedan determinadas la longitud de la base y la altura del triángulo.



Si la longitud de la base es Td y la profundidad total de precipitación de la tormenta (área del triángulo) es P, la altura h equivale a:

$h = \frac{2P}{Td}$ Despejada de la ecuación A =½ base × Altura

El coeficiente de avance de la tormenta r, se define como la relación que existe entre el tiempo pico tp y la duración total de la tormenta Td

$$r = \frac{tp}{Td}$$

El tiempo de recesión de la lluvia esta dado por:

$$tr = Td(1 - r)$$

Figura 11:

Hietogramas triangulares de diseño. a) Hietograma Triangular General de diseño. b) Hietograma de diseño para una tormenta de 5 años y 15 min de duración, en Urbana Illinois.

El valor de r varía desde 0,35 a 0,5; siendo muy común valores inferiores a 0,5.

Ing. Victor Pazos R.

Valores del coeficiente de avance de tormenta "r" para varios lugares.

Lugar	r	referencia
Baltimore	0,399	McPherson (1958)
Chicago	0,375	Keifer y Chu (1957)
Chicago	0,294	McPherson (1958)
Cincinnati	0,325	Preul y Papadaks (1973)
Cleveland	0,375	Havenrs y Emerson (1968)
Gauhati, India	0,416	Bandyopadhyay (1972)
Ontario, Canada	0,480	Marsalek (1978)
Philadelphia	0,414	McPherson (1958)

Fuente: Wenzel, 1982. Copyright de la American Geophysical Union

Hietogramas de precipitación de diseño utilizando relaciones de curvas IDF

Los métodos de diseño en hidrología desarrollados más recientemente utilizan el análisis de flujo no permanente, por lo que requieren de predicciones confiables de hietogramas para obtener hidrogramas de diseño adecuados a cada condición.

Hietograma del bloque alterno

El método de bloque alterno es una forma simple desarrollar un hietograma de diseño utilizando una curva de Intensidad-Duración-Frecuencia. El hietograma producido por este método específica la profundidad de precipitación que ocurre en ***n*** intervalos de tiempo sucesivos de duración ***Δt*** sobre una duración total de Td = $\Delta t n$. Después de seleccionar el periodo de retorno de diseño, la intensidad es leída en una curva IDF para cada una de las duraciones ***Δt***, 2***Δt***, 3***Δt***,.., y la profundidad de precipitación correspondiente se encuentra al multiplicar la intensidad y la duración total de la lluvia. Tomando diferencias entre valores sucesivos de profundidad de precipitación, se encuentra la cantidad de precipitación que debe añadirse por cada unidad adicional de

tiempo Δt. Estos incrementos o bloques se reordenan en una secuencia temporal de modo que la intensidad máxima ocurra en el centro anterior de la duración requerida Td y que los demás bloques queden en orden descendente alternativamente hacia la derecha y hacia la izquierda del bloque central para formar así el hietograma.

Duración (min)	Intensidad (mm/h)	Profund acumulada	Profundidad incremental	Tiempo (min)	Precipitación (mm)
10	10,56	1,760	1,760	0 - 10	0,057
20	7,32	2,440	0,680	10 - 20	0,082
30	5,99	2,995	0,555	20 - 30	0,122
40	4,94	3,293	0,298	30 - 40	0,207
50	4,20	3,500	0,207	40 - 50	0,555
60	3,67	3,670	0,170	50 - 60	1,760
70	3,25	3,792	0,122	60 -70	0,680
80	2,92	3,893	0,102	70 - 80	0,298
90	2,65	3,975	0,082	80 - 90	0,170
100	2,43	4,050	0,075	90 - 100	0,102
110	2,24	4,107	0,057	100 - 110	0,075
120	2,08	4,160	0,053	110 - 120	0,053

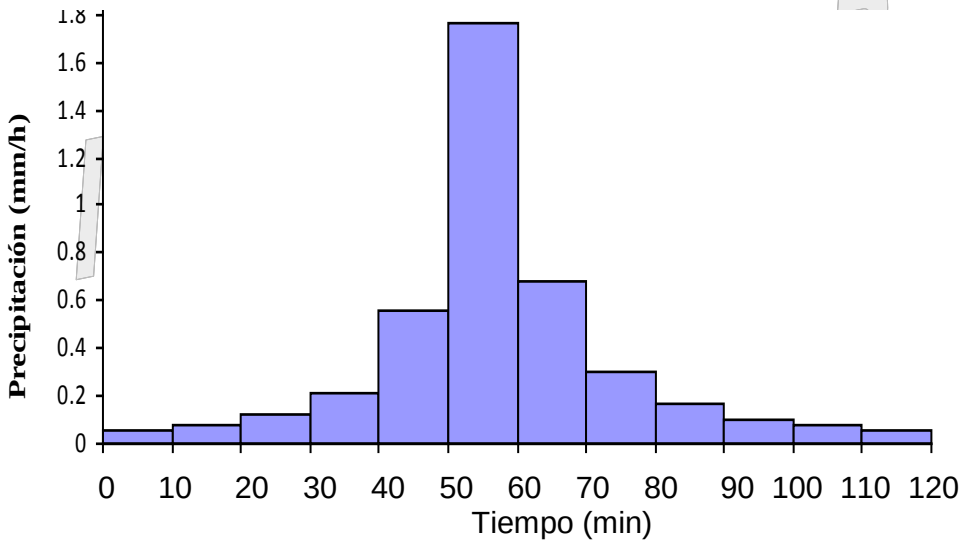


Gráfico 1. Hietograma de bloque alterno.

Tormentas límites estimadas

Los valores límites estimados usados comúnmente en el diseño de estructuras para el control de agua son la ***precipitación máxima probable*** (PMP), la ***tormenta máxima probable*** (TMP), y la ***creciente máxima probable*** (CMP). La PMP proporciona solamente una profundidad de precipitación, cuya distribución temporal debe definirse para formar una TMP. La TMP puede utilizarse como entrada a un modelo de lluvia-escorrentía de un sistema de drenaje de cuencas, el cual puede utilizarse para generar una CMP para el diseño de estructura de control de inundaciones.

El cuerpo de Ingenieros del Ejercito de los Estados Unidos ha desarrollado varios programas para análisis de Cuencas, PMP, TMP y CMP; como HMS, HMR y el TR-51.

Precipitación máxima probable

La PMP puede definirse como la mayor profundidad de precipitación estimada analíticamente para una duración dada que sea físicamente posible y que caracterice razonablemente una región geográfica en un determinado periodo del año.

Los estimativos de la escorrentía causada por la PMP se requieren para el diseño de vertederos y construcción de muros y presas.

Distribución Gumbel.

Esta ley de distribución de frecuencias se utiliza para el estudio de los valores extremos. Por ejemplo, si hemos elegido el día más lluvioso de cada año de una serie de años.

El valor de máximo extremo es

$$X\max = \overline{X} - \frac{\sigma_X}{\sigma_N}(\overline{Y}_N - \ln T)$$

donde:

σ_X = Desviación estándar; si el número de datos es más de 50 sustitúyase $X\sigma n^{-1}$ por: $X\sigma n$

$X_{máx}$ = Valor máximo para un período de retorno determinado, en m^3/s; mm; etc.

N = número de años de registro

x̄= Valor de la media, en m^3/s; mm, etc.

T = período de retorno (años)

σ_N, $\overline{Y}_N$ = constantes función de *N* (variables reducidas)

Valores de Y_N y σ_N en función de N

N	Y_N	σ_N	N	Y_N	σ_N
8	0.4843	0.9043	32	0.5380	1.1193
9	0.4902	0.9288	33	0.5388	1.1226
10	0.4952	0.9497	34	0.5396	1.1255
11	0.4996	0.9676	35	0.54034	1.12847
12	0.5053	0.9833	36	0.5410	1.1313
13	0.5070	0.9972	37	0.5418	1.1339
14	0.5100	1.0095	38	0.5424	1.1363
15	0.5128	1.02057	39	0.5430	1.1388
16	0.5157	1.0316	40	0.54362	1.14132
17	0.5181	1.0411	41	0.5442	1.1436
18	0.5202	1.0493	42	0.5448	1.1458
19	0.5220	1.0566	43	0.5453	1.1480
20	0.52355	1.06283	44	0.5458	1.1499
21	0.5252	1.0696	45	0.5463	1.15185
22	0.5268	1.0754	46	0.5468	1.1538
23	0.5283	1.0811	47	0.5473	1.1557
24	0.5296	1.0864	48	0.5477	1.1574
25	0.53086	1.09145	49	0.5481	1.1590
26	0.5320	1.0961	50	0.54854	1.16066
27	0.5332	1.1004	55	0.5504	1.1681
28	0.5343	1.1047	60	0.55208	1.17467
29	0.5353	1.1086	65	0.5535	1.1803
30	0.53622	1.11238	70	0.55477	1.18536
31	0.5371	1.1159	80	0.55688	1.19382

Ing. Víctor Pérez R.

Evapotranspiración

Evapotranspiración (en adelante, ET) es la consideración conjunta de dos procesos diferentes: la evaporación y la transpiración

La **evaporación** es el fenómeno físico en el que el agua pasa de líquido a vapor (habría que añadir la sublimación –sólido a vapor– desde la nieve y el hielo).

Se produce evaporación desde:

a) La superficie del suelo y la vegetación inmediatamente después de la precipitación.

b) Desde las superficies de agua (ríos, lagos, embalses).

c) Desde el suelo, agua infiltrada que se evapora desde la parte más superficial del suelo. Puede tratarse de agua recién infiltrada o, en áreas de descarga, de agua que se acerca de nuevo a la superficie después de un largo recorrido en el subsuelo.

La **transpiración** es el fenómeno biológico por el que las plantas pierden agua a la atmósfera. Toman agua del suelo a través de sus raíces, toman una pequeña parte para su crecimiento y el resto lo transpiran.

Como son difíciles de medir por separado, y además en la mayor parte de los casos lo que interesa es la cantidad total de agua que se pierde a la atmósfera sea del modo que sea, se consideran conjuntamente bajo el concepto mixto de ET

Thornthwaite (1948) denominó Evapotranspiración Potencial (**ETP**) a la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertera vegetal estuvieran en condiciones óptimas. Por el contrario, la Evapotranspiración Real (**ETR**) es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso.

Ing. Víctor Pazos R.

Es evidente que ETR < ETP. En un lugar desértico la ETP puede ser de 6 mm/día y la ETR de 0, puesto que no hay agua para evapotranspirar. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima y que exista un buen desarrollo vegetal. Esto sucede en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un periodo de suficientes precipitaciones.

Factores que influyen en la Evapotranspiración

- La evaporación depende del **poder evaporante de la atmósfera**, que a su vez depende de los siguientes factores:
- Radiación solar
- Temperatura (en relación estrecha con la anterior, pero más sencilla de medir)
- Humedad: menos humedad => más evaporación
- Presión atmosférica (y la altitud en relación con ella): A menor presión (y/o mayor altitud) => mas evaporación
- Viento : mas viento => más evaporación

En la evaporación desde un **manto de agua libre** influye:

- El poder evaporante de la atmósfera
- La salinidad del agua (inversamente)
- La temperatura del agua

La evaporación desde un suelo desnudo depende de:

- El poder evaporante de la atmósfera
- El tipo de suelo (textura, estructura, etc.)
- El grado de humedad del suelo

Finalmente la **transpiración** está en función de:

- El poder evaporante del aire
- El grado de humedad del suelo
- El tipo de planta
- Fase fenológica del cultivo y grado de desarrollo del mismo.
- Grado o nivel de fertilidad del terreno.

Métodos para determinar la evapotranspiración

Método de Thornthwaite

Este método fue desarrollado en los Estados Unidos, se puede aplicar con relativa confianza en regiones húmedas como Costa Rica, Ecuador y otros. Para su cálculo se requieren datos de temperaturas medias mensuales.

Para el cálculo de la evapotranspiración por el método de Thornthwaite, hacer lo siguiente:

1. Calcular la evapotranspiración mensual ***e***, en mm por mes de 30 días de 12 horas de duración.

$$e = 16\left(10 \times \frac{t}{I}\right)^{a}$$

donde:

e = evapotranspiración mensual en mm por mes de 30 días, y 12 horas de duración

t = temperatura media mensual en °C

I = índice térmico anual

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

i = índice térmico mensual

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

a = exponente que varía con el índice anual de calor de la localidad

$$a = 0,6751 \times 10^{-6} \cdot I^3 - 0,771 \times 10^{-4} \cdot I^2 + 0,01792 \cdot I + 0,49239$$

2. Corregir el valor de ***e***, de acuerdo con el mes considerado y a la latitud de la localidad que determinan las horas de sol, cuyos valores se obtienen de la tabla.

$$ETo = f \times e$$

donde:

ETo = evapotranspiración de referencia mensual corregida, en mm
f = factor de corrección
e = evapotranspiración mensual sin corregir, en mm

Ing. Victor Pazos R.

Tabla. Factor de corrección *f*

LATITUD		E	F	M	A	M	Jn	Jl	A	S	O	N	D
Norte	50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70
	45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
	40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
	35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
	30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
	25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.71	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
	20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
	15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
	10	0.98	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
	5	1.00	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
	0	1.02	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
Sur	5	1.04	0.95	1.04	1.00	1.02	0.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
	10	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
	15	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
	20	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
	25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18
	30	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.90	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21
	35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25
	40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29
	45	1.31	1.10	1.07	0.91	0.81	0.71	0.78	0.90	0.99	1.17	1.26	1.36
	50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41

Ing. Víctor Pazos R.

Método de Blaney-Criddle (modificado por la FAO)

La formula original de Blaney-Criddle (Blaney H.F. y Criddle W.D, 1950) fue desarrollada en la región árida al oeste de los Estados Unidos, para calcular la evapotranspiración potencial de un cultivo durante un período dado.

Con el fin de definir mejor los efectos del clima sobre la evapotranspiración, la FAO modificó la ecuación original y presenta la siguiente ecuación:

$$\mathbf{ETo = a + b \cdot f}$$

donde:

ETo = evapotranspiración de referencia (mm/día)

a, b = coeficientes de regresión lineal, entre *f* y ET_o que se obtienen de:

$a = 0.043\ HR\ min - n/N - 1.41$

$b = a_0 + a_1\ HR\ min + a_2\ n/N + a_3\ U2 + a_4\ HR\ min \times n/N + a_5\ HR\ min \times U2$

Además:

$a_0 = 0.81917$

$a_1 = -0.0040922$

$a_2 = 1.0705$

$a_3 = 0.065649$

$a_4 = -0.0059684$

$a_5 = -0.0005967$

HRmin = humedad relativa mínima (%), pero expresada en forma decimal

n/N = fracción de insolación

U2 = velocidad del viento tomada a 2 m de altura, en m/s, pero los datos se ingresan en Km/h

$$f = p\,(0.46\,t + 8.13)$$

f = factor de uso consuntivo, en mm/día

p = porcentaje de horas de luz diaria, promedio del total anual, sus valores se encuentran en tablas. Para el Ecuador el valor de p es 0,273

t = temperatura promedio mensual, en °C

Tabla. Porcentaje de horas diaria de luz (*p*)

Latitud		Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Norte	60	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
	58	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.40	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15
	56	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
	54	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17
	52	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37	0.36	0.33	0.28	0.24	0.20	0.17
	50	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18
	48	0.20	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19
	46	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20
	44	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.35	0.34	0.31	0.28	0.25	0.22	0.20
	42	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
	40	0.22	0.25	0.27	0.30	0.32	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
	35	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22
	30	0.24	0.26	0.27	0.29	0.31	0.32	0.31	0.30	0.28	0.26	0.24	0.23
	25	0.24	0.26	0.27	0.29	0.30	0.31	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
	20	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
	15	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25
	10	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
	5	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
L Eq	0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
Sur	-5	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28
	-10	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29
	-15	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29
	-20	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30
	-25	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24	0.24	0.26	0.27	0.29	0.30	0.31
	-30	0.31	0.30	0.28	0.26	0.24	0.23	0.24	0.26	0.27	0.29	0.31	0.32
	-35	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22	0.23	0.26	0.27	0.29	0.31	0.32
	-40	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.24	0.27	0.30	0.32	0.34
	-42	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.34
	-44	0.34	0.31	0.28	0.25	0.11	0.20	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.35
	-46	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35
	-48	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19	0.20	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
	-50	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
	-52	0.36	0.33	0.28	0.24	0.20	0.17	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37
	-54	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38
	-56	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39
	-58	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.40
	-60	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41

Ing. Víctor Pazos R.

Cálculo de la evapotranspiración del cultivo ETc.

$$ETc = Kc \cdot ETo$$

donde:

ETc = uso consecutivo del cultivo, mm/día

Kc = coeficiente del cultivo, la FAO tiene un amplio estudio al respecto, algunos valores se muestran en la siguiente tabla

ETo = evapotranspiración de referencia, mm/día

Tabla. Coeficientes *Kc* del cultivo

Cultivo	Kc
Alfalfa	0.85
Algodón	0.70
Arroz	1.10
Banano	0.90
Cacao	0.75
Café	0.75
Caña de azúcar	0.85
Cereales menores	0.80
Fréjol	0.65
Frutales, cítricos	0.60
Maíz	0.75
Papa	0.70
Pastos	0.75
Remolacha azucarera	0.70
Sorgo	0.70
Tabaco	0.75
Tomate	0.70
Uva	0.55
Vegetales pequeños	0.60

Ing. Víctor Pazos R.

Método de Penman (modificado por la FAO)

La ecuación de Penman, modificada por la FAO predice la evapotranspiración potencial ETo (mm/día) tanto para zonas frías y húmedas, así como también para zonas calientes y áridas.

Para el cálculo de ETo, la ecuación de Penman modificada, requiere datos de temperatura, humedad relativa, velocidad de viento, horas de insolación o radiación. Además para el cálculo del factor de ajuste (c), requiere datos de humedad relativa máxima, radiación solar, y la relación entre la velocidad del viento durante las horas del día y de la noche.

Fórmula utilizada

La fórmula de Penman modifica por la FAO, es la siguiente: Se va a utilizar CropWater

$$ETo = c\,[\underbrace{w \times Rn}_{\text{término de radiación}} + \underbrace{(1 - w) \times f(u) \times (e_a - e_d)}_{\text{término de advección}}]$$

ó

$$ETo = c\left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Rn + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \times f(u) \times (e_a - e_d)\right]$$

donde:

ETo = evapotranspiración del cultivo, mm/día
c = factor de ajuste para Penman
w = factor de ponderación para Penman
Rn = radiación neta total (mm/día)
f (*u*) = función del viento
f (*u*) = 0.27 (1 + *U*2/100)
e_a - e_d = Es la diferencia entre la presión de vapor en saturación (e_a) y la presión real de vapor (e_d) a la temperatura del aire. Ambas en mbar

Balance Hidrológico

Ing. Victor Pazos R.

El Balance Hidrológico relaciona las variables que intervienen en el ciclo hidrológico**:**

- **Precipitación**
- **Evapotranspiración**
- **Caudal Superficial**
- **Almacenamiento superficial y subterráneo**
- **Flujo de Agua subterránea**

Se aplica en todos los casos que tienen que ver con la distribución de los recursos hidráulicos a nivel global, o en cuencas particulares. Es imprescindible en los estudios de regulación de embalses y en los proyectos de suministro de agua para acueducto, riego y generación hidroeléctrica.

La ecuación general del Balance Hidrológico en una cuenca determinada tiene la siguiente forma:

$$\mathbf{P + Qa + G = ET + Q + dS}$$

- P es la precipitación en el período seleccionado.
- Qa es el aporte superficial de cuencas vecinas.
- G constituye el flujo neto de aguas subterráneas desde y hacia cuencas vecinas.
- ET representa la evapotranspiración real en la cuenca.
- Q es el caudal superficial que sale de la cuenca que se analiza.
- dS es el cambio en almacenamiento superficial y subterráneo. Incluye almacenamiento en cauces, embalses, suelo y acuíferos.

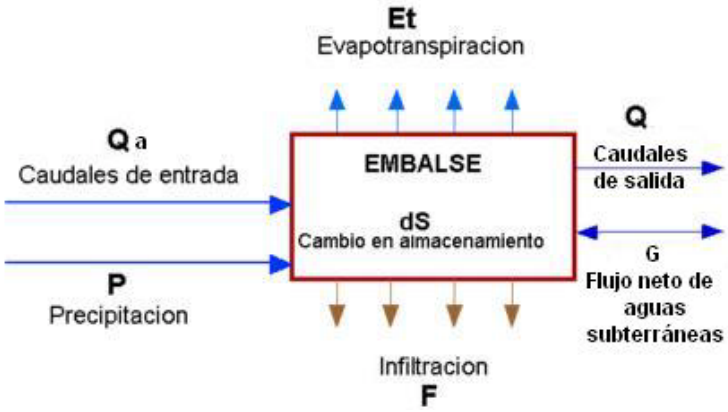


Figura 12. Balance hídrico

Escorrentía.

Concepto.

El agua de lluvia o de los deshielos, con excepción de la fracción de la misma que se retiene como retroalimentación de la cuenca, puede seguir uno de tres caminos hacia una corriente. Una porción o fracción viaja como flujo sobre el terreno (***escorrentía superficial***), otra fracción de esa agua puede infiltrase en el suelo y escurrir lateralmente en un cuerpo de agua (***flujo intermedio***). Una tercera fracción puede percolarse y llegar hasta las aguas del subsuelo (***acuífero***).

Ing. Víctor Pazos R.

El flujo o escurrimiento sobre el terreno y el escurrimiento intermedio (subsuperficial) se agrupan en el llamado **escurrimiento directo**. Al ingeniero que diseña estructuras de manejo y control de la escorrentía le interesan tres aspectos concretos:

a) Volumen total de la escorrentía, Q, generado por la tormenta de diseño,

b) Caudal de diseño, para una tormenta de diseño, también llamado caudal pico, q_p

c) La distribución temporal de la escorrentía o Hidrograma.

Factores que afectan la escorrentía.

El agua de la escorrentía procede de la precipitación luego de restarle la abstracción. Por lo tanto son los mecanismos propios de la abstracción los que controlan en parte el proceso de escurrimiento. Entre estos cabe destacar:

Intercepción por la vegetación.

Este factor puede ser importante en cubiertas vegetales densas o en bosque, donde puede alcanzar valores de hasta el 25% del agua total precipitada anualmente o un máximo de 10 mm por tormenta. Generalmente en la mayoría de los casos es una cantidad despreciable. Esta agua almacenada es normalmente evaporada desde la hoja (no transpirada) después de la tormenta.

Almacenamiento superficial, s.

Es relativamente importante en función de la micro-topografía del terreno. En este término del balance hidrológico supone de 0,5 a 1 mm del total de agua caída sobre el suelo, cantidad que hay que superar para que se produzca la escorrentía.

Infiltración

Factores inherentes al tipo de suelo de la cuenca (textura, conductividad hidráulica, porosidad), contenido inicial de humedad del suelo, presencia de horizontes limitantes,

espesor de la capa de suelo, cubierta vegetal, entre otros. Estos factores deberán recogerse en cualquier método empírico para la estimación de la escorrentía.

Intensidad, duración y distribución espacial de la lluvia.

Es tal vez el factor que tiene mayor influencia sobre el escurrimiento, y junto con la forma y tamaño de la cuenca tienen una gran incidencia sobre el este. Es así que a una misma altura de precipitación respecto de intensidades distintas (20 mm por ejemplo a dos intensidades: 4 y 40 mm/h) tienen diferentes volúmenes de escorrentía.

Análisis de frecuencias, basado en intervalos de alturas, de lluvias diarias.

Orden	Li	Ls	№ de observ	Frec	Frec de exc	Frec acum	Periodo de Retorno	
	(mm)			m_i/n	F (P> a_i)	1 - F exc	días (1/Fex)	Años (d/30)
1	0		285	0,500	1,0000	0,0000	1	0,033
2	0,001	10	246	0,432	0,5000	0,5000	2	0,067
3	10,01	20	25	0,044	0,0684	0,9316	15	0,487
4	20,01	30	8	0,014	0,0246	0,9754	41	1,357
5	30,01	40	3	0,005	0,0105	0,9895	95	3,167
6	40,01	50	1	0,002	0,0053	0,9947	190	6,333
7	50,01	60	0	0,000	0,0035	0,9965	285	9,500
8	60,01	70	1	0,002	0,0035	0,9965	285	9,500
9	70,01	80	1	0,002	0,0018	0,9982	570	19,00
		n =	570					

Ing. Víctor Pazos R.

Morfografía de la cuenca hidrológica

Depende de la topografía, del tamaño y forma de la cuenca, de la disposición de los cauces, así como también de la predominancia en la dirección e intensidad de los vientos dentro de la cuenca.

Hidrograma, concepto y partes.

Se define como hidrograma a la representación gráfica o tabular de la variación con respecto al tiempo, del caudal de escurrimiento en el punto de drenaje de la cuenca. Los hidrogramas tiene varios componentes (ver figura 13) el punto máximo de caudal de escorrentía o caudal pico q_p, y su correspondiente tiempo al pico t_p son de gran valor para el diseño de estructuras de conducción de agua a la salida de la cuenca. La duración total de la escorrentía t_b y el tiempo de retraso t_L que se produce entre el tiempo de generación de del exceso de lluvia durante la tormenta y la salida de esa agua por el punto de desagüe. Denominando D a la duración del exceso de lluvia responsable del hidrograma, de la figura se deduce que, el volumen de escorrentía Q (m3), representado por el área bajo la curva, es igual al exceso de precipitación acumulada producido por la tormenta (E en mm) multiplicado por la superficie de la cuenca.

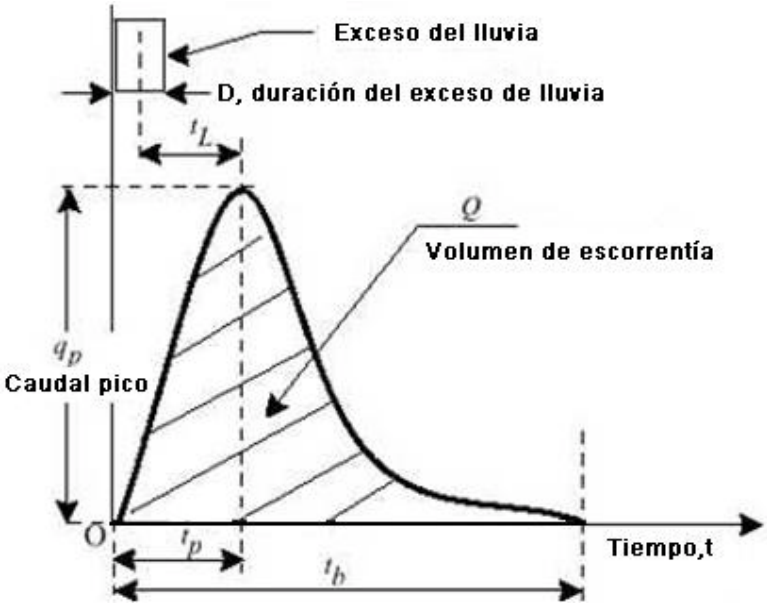


Figura 13. Componentes del hidrograma de escorrentía superficial

Tipos de Hidrograma

- Hidrograma Unitario de precipitación.
- Hidrograma sintético (método del SCS)
- Hidrograma adimensional SCS

Ing. Victor Pazos R.

Hidrograma Unitario

El Hidrograma Unitario de una cuenca es el hidrograma de escorrentía **directa** que se produciría en la salida de la cuenca si sobre ella se produjera una precipitación neta unidad de una duración determinada (por ejemplo, 1 mm. durante 1 hora)

Hidrograma triangular del SCS

En primer lugar simplifica la forma del hidrograma con la forma de un triángulo (Figura), lo que, a pesar de su simplicidad, nos proporciona los parámetros fundamentales del hidrograma: el caudal pico (Q_p), el tiempo base (t_b) y el tiempo al pico (t_p).

Tiempo al pico (horas) $t_p = 0{,}5D + 0{,}6\ t_c$ Tiempo base (horas). $t_b = 2{,}67\ t_p$ Caudal pico (m3/s) $q_p = \frac{0{,}208PA}{t_p}$	Donde: t_c = tiempo de concentración (horas) [2] $t_c = 0{,}3\frac{L^{0,765}}{S^{0,191}}$ L = longitud de la cauce (Km) S = pendiente del cauce (m/m) D = Duración de la precipitación efectiva. P = Precipitación efectiva (mm) A = Superficie de la cuenca (Km^2)

Hidrograma adimensional del SCS

Se observó que al estudiar una gran cantidad de hidrogramas, si se representan tomando el caudal de la punta (Qp)como unidad de caudal y el tiempo al que se presenta la punta

[2] Ecuación del cuerpo de Ingeniero del Ejército de los EE. UU.

(tp) como unidad de tiempo, la mayoría de los hidrogramas de crecida tenían una forma similar a la de la figura 3 y cuyas coordenadas se reflejan en la tabla. Para convertir cualquier hidrograma a este tipo, habrá que dividir los caudales por Qp y los tiempos por tp. Por esto en el hidrograma adimensional del SCS los caudales están como Q/Qp y los tiempos como t/tp.

Inversamente, si disponemos de los datos de la punta del hidrograma (sus coordenadas: tp y Qp), con la tabla adjunta podremos dibujar el hidrograma resultante en toda su extensión y con una forma similar a la que se puede esperar en una cuenca real, en lugar de un geométrico triángulo.

Separación de componentes

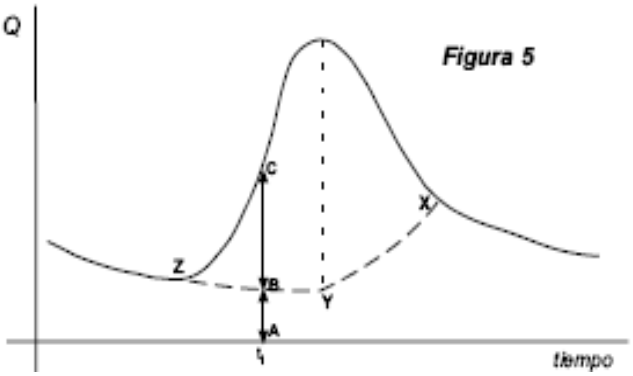
Consiste en distinguir qué parte del caudal es debido a escorrentía básica y qué parte a escorrentía directa (o simplificando: a escorrentía superficial y a escorrentía subterránea).

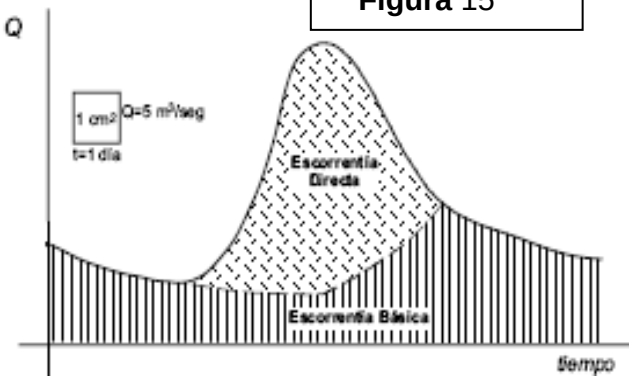
Puede realizarse de una manera sencilla gráficamente, prolongando la curva de agotamiento previa a la crecida hasta la vertical de la punta del hidrograma (Figura 5, trazo Z-Y), y luego unir ese punto con el comienzo de la curva de agotamiento que sigue a la crecida (Figura 5, trazo Y-X).

Para comprender el fundamento de este procedimiento gráfico consideremos el instante t_1: la parte del caudal A-B sería debida a la escorrentía subterránea y B-C correspondería a la escorrentía directa. Repitiendo ésa operación para todos los puntos desde el punto Z hasta el X, podemos suponer que la parte del caudal debida a la escorrentía básica (lo equivalente al segmento AB según nos movemos hacia la derecha) continúa disminuyendo aunque en superficie la escorrentía superficial esté aumentando. Llegará un momento en que la precipitación que llegó a infiltrarse haga aumentar la escorrentía básica; por eso se hace subir la línea de separación a partir de la punta del hidrograma (es algo aproximado, por supuesto).

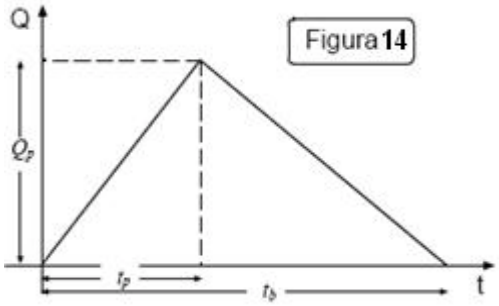
Ing. Víctor Parás R.

Figura 15





Considerando la aportación (el volumen de agua que ha pasado en todo el tiempo a que se refiere el hidrograma), habría que planimetrar las dos partes del hidrograma, y, teniendo en cuenta la escala del gráfico esas áreas nos darían los m^3 que procedían de cada tipo de escorrentía.



Como ejemplo, en la Figura, supongamos que 1 cm^2 corresponde a 1 día en abscisas y a 5 m^3 en ordenadas. Cada cm^2 bajo el hidrograma corresponderá a un volumen de agua igual a:

Volumen = Caudal x tiempo = 5 m^3 /seg x 86400 seg = 432000 m^3

En este aspecto tendrá una importancia

fundamental la geología de la cuenca. Si es impermeable será proporcionalmente mayor la parte correspondiente a escorrentía directa.

Métodos de aforo

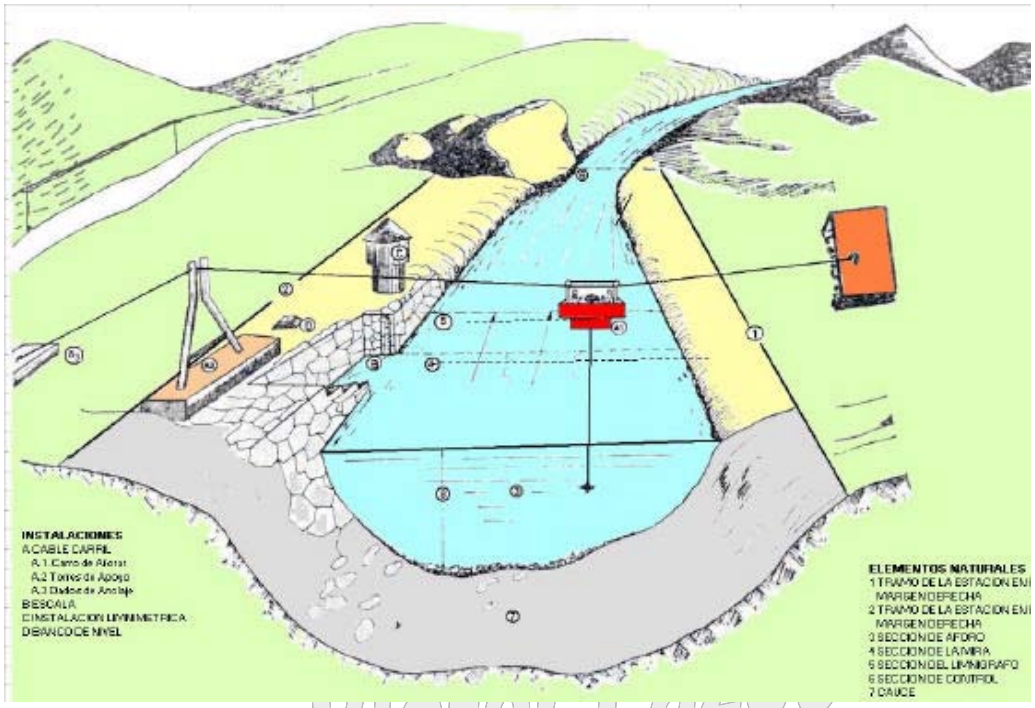


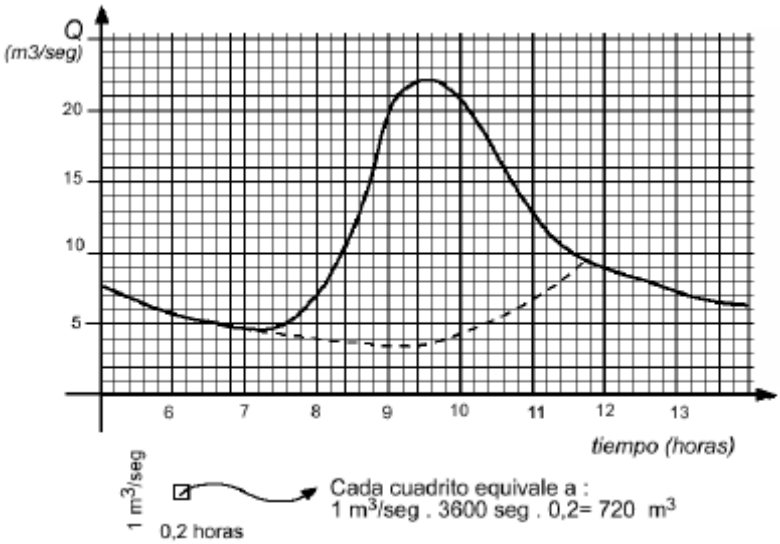
Figura 16. Estación aforométrica

Ing. Victor Pazos

A) Cálculo a partir del gráfico del hidrograma

Se trataría simplemente de planimetrar el área comprendida bajo el hidrograma en el intervalo de tiempo elegido.

Posteriormente, calcular a cuánto equivale 1 cm^2 del papel, teniendo en cuenta la escala de los dos ejes.



Por ejemplo, en la figura de la derecha, el volumen que ha pasado entre las 5 y las 14 horas son 445 cuadritos, que equivalen a: 445 x 720 m^3 = 320400 m^3

Además se ha realizado aproximadamente la separación de componentes, planimetrando por arriba (=escorrentía directa) 183 y por debajo de la línea de separación (=escorrentía básica) 262. Esto podemos convertirlo en volúmenes o simplemente calcular la fracción de cada escorrentía: 183/445 x 100 = 41 % escorrentía directa

B) Cálculo a partir de los datos numéricos de caudales

Supongamos que disponemos de los siguientes caudales (en m_3/seg) medidos durante 6 horas. El hidrograma correspondiente se representa al lado. Deseamos saber el volumen total de agua que ha pasado por el punto de aforo durante esas 6 horas.

Tiempo (horas)	Caudal (m^3/s)
1	1,3
2	2,9
3	5,1
4	9,5
5	4,2
6	3,2

En la primera hora habrá pasado un volumen de: 1,3 m^3/seg x 3600 seg =4680 m^3. Se repite el cálculo para las horas siguientes y se suma.

Si representamos el mismo hidrograma como un gráfico de barras, comprendemos que estamos calculando el área de cada una de las barras o rectángulos y sumándolas.

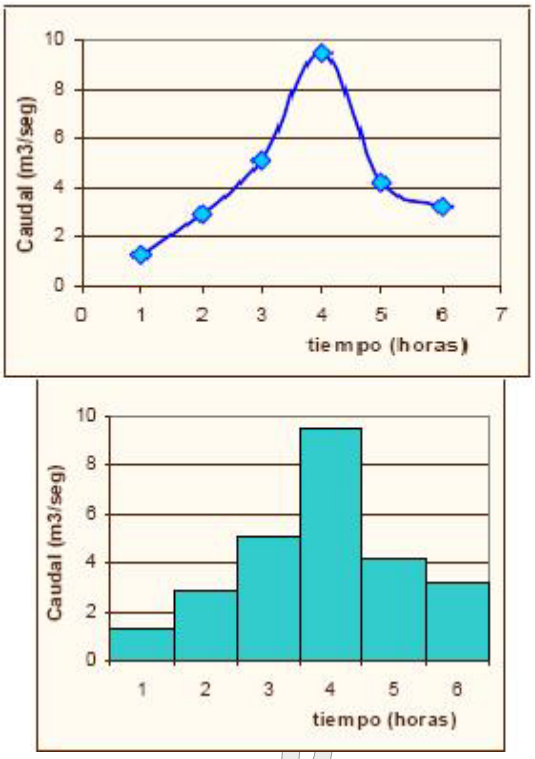


Figura 17. Calculo de caudales a partir de hidrogramas.

Para realizar el aforo se requiere de un Correntómetro (molinete)

Víctor Bezos R.

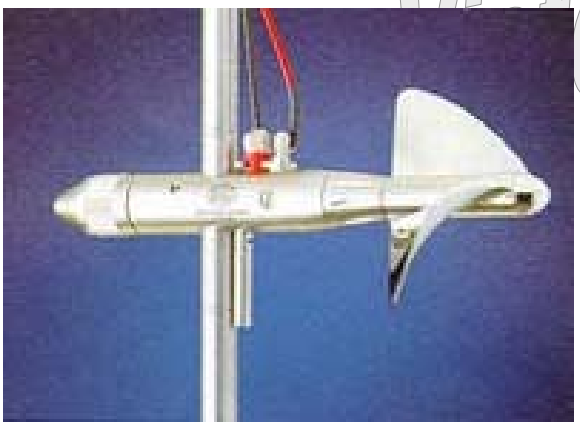


Figura 18. Correntómetro de vadeo Aforando un rio por vadeo.

Calcular el volumen de agua que ha pasado en una semana, cuyos caudales medios diarios son:

$$1Hm^3 = 10^6\ m^3$$

Tiempo (Días)	Caudal (m^3/s)
17 oct	13,2
18 oct	11,8
19 oct	9,4
20 oct	12,5
21 oct	15,5
22 oct	19,1
23 oct	23,2

Solución: 9,06 Hm^3.

Los siguientes caudales se han recogido en un pequeño arroyo. Calcular el volumen total de agua que ha pasado por el puesto de aforo. Medidos cada 30 min.

Tiempo	Caudal (litros/seg)
4:30 PM	2,35
5:00 PM	3,89
5:30 PM	5,12
6:00 PM	11,1
6:30 PM	15,9
7:00 PM	9,07
7:30 PM	3,96
8:00 PM	1,04

Solución: 94,4 m^3

Método de la semi sección para aforo de caudales con Correntómetro.

Este método consiste en determinar el caudal parcial en cada una de los tramos de la sección de control, para lo cual es necesario determinar la velocidad media en cada uno de los tramos. Estas velocidades son tomadas a lo largo de la línea media de cada tramo (Gráfica N° 04) independientemente de los métodos a utilizar para la toma de dichas velocidades.

Ing. Victor Pazos R.

Si V es la velocidad media en el tramo y d_1, d_2 las profundidades que limitan este tramo, cuya distancia es B, entonces el caudal del tramo 1-2 será igual:

$$q_{1\text{-}2} = \overline{V}_1 \times B \; \frac{d_1 + d_2}{2}$$

Donde:

$q_{1\text{-}2}$: Caudal parcial en el tramo 1-2

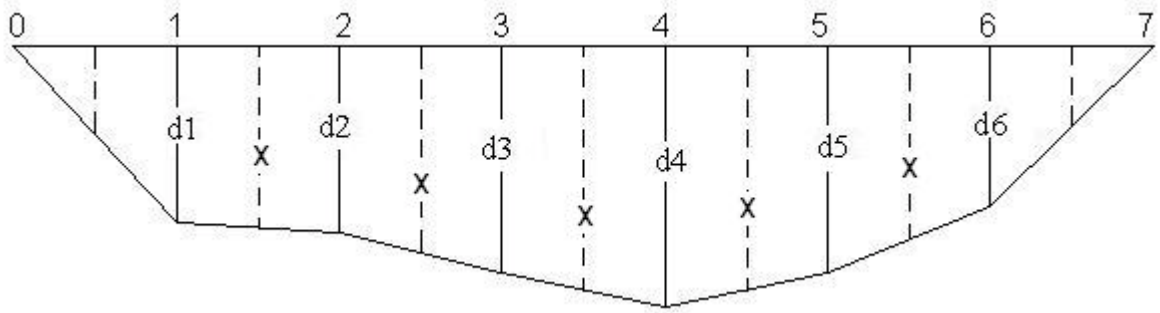
$\overline{V}_1$: Promedio de velocidades en el punto medio del tramo ($V_{0.6}$, $V_{0.2}$-$V_{0.8}$).

d_1, d_2: Profundidades de las líneas de medición 1 y 2.

B: Distancia entre las líneas de medición.

Q: Caudal total que discurre por la sección transversal. (m^3/s) que equivale a:

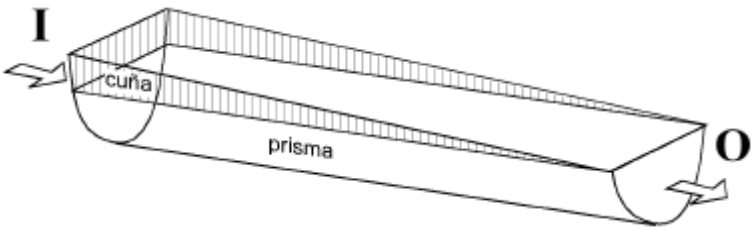
$$Q = q_{0\text{-}1} + q_{1\text{-}2} + q_{2\text{-}3} + \ldots + q_{(n\text{-}1)\text{-}n}$$



X = Punto de lectura del correntómetro.

$d_{1,2,3\,..,\,n}$ = mediciones de la profundidad del cauce.

Transito de Avenidas



Se trata de conocer cómo evoluciona un hidrograma a medida que discurre a lo largo de un cauce o a través de un depósito o embalse. (*Flow Routing* en ingles)

Supongamos que en el extremo de un canal seco arrojamos un volumen de agua (Figura 1). El pequeño hidrograma generado será inicialmente más alto y de menor duración (posición A del dibujo) y, a medida que avanza, el mismo volumen pasará por los puntos B y C cada vez con un hidrograma más aplanado. Suponemos que no existe pérdida de volumen (por infiltración o evaporación), de modo que el área comprendida bajo los tres hidrogramas será idéntica.

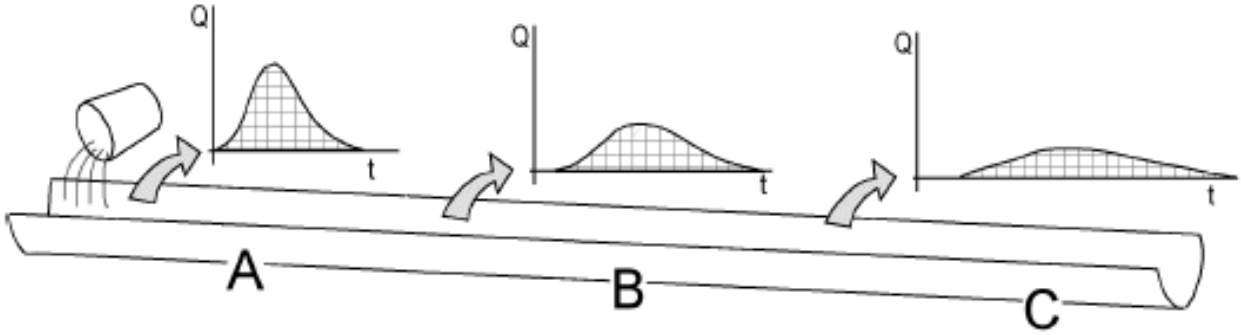


Figura 20. Explicación del tránsito de Avenidas.

Ing. Víctor Fazio M.

Calcular el **tránsito de un hidrograma** es obtener el hidrograma del punto C a partir del hidrograma del punto A. La utilidad práctica del procedimiento es evidente. Por ejemplo, el carácter catastrófico de una avenida está relacionado directamente con la altura del pico del hidrograma (el caudal máximo), de modo que es fundamental calcular cómo ese pico va disminuyendo a medida que nos movemos aguas abajo.

Método de Muskingum

Entre los métodos hidrológicos, posiblemente el más utilizado en cálculos manuales por su sencillez sea el de Muskingum.

El almacenamiento (*S*) en un tramo del cauce puede descomponerse en dos partes: almacenamiento en *prisma*, que sería proporcional al caudal de salida (*O*) y almacenamiento en *cuña*, que sería función de la diferencia entre el caudal de entrada y el de salida (*I-O*), ya que cuanto mayor sea esa diferencia, más pronunciada será la cuña:

$$S_{prisma} = K \cdot Qo \qquad \text{(a)}$$

$$S_{cuña} = K \cdot X \cdot (Qi - Qo) \qquad \text{(b)}$$

Sumando las dos expresiones anteriores, se obtiene:

$$S = K\,[X\,Qi + (1-X)\,Qo]$$

Donde:

S = almacenamiento en el tramo considerado de un cauce
Qi = caudal de entrada en ese tramo
Qo = caudal de salida de ese tramo

K, X = constantes para ese tramo de cauce

Despejando K de la expresión anterior resulta: $K = \dfrac{S}{XQi + (1-X)Qo}$

Existen otros métodos que serán estudiados con el programa HMS.

Erosión y Sedimentación.

En cuencas

Se refiere al arrastre de material por efecto del flujo laminar que se desplaza sobre la superficie del suelo. La erosión intensidad de este tipo de erosión depende del tipo de cobertura vegetal, compactación, laboreo del suelo; uso del suelo, edad o desarrollo de las plantas; pendiente y tipo de suelo, intensidad y duración de la lluvia entre otros.

La cuenca vertiente contribuye con sedimentos a la carga total de una corriente natural de dos maneras:

1. Remoción en masa (Deslave).

Este fenómeno está asociado con deslizamientos de grandes masas de material sólido que se han concentrado en sitios inestables. La inestabilidad es causada por factores geotécnicos que tienen que ver con las pendientes de los taludes, el manejo inadecuado del suelo, la tala de árboles y el almacenamiento de agua lluvia en los suelos.

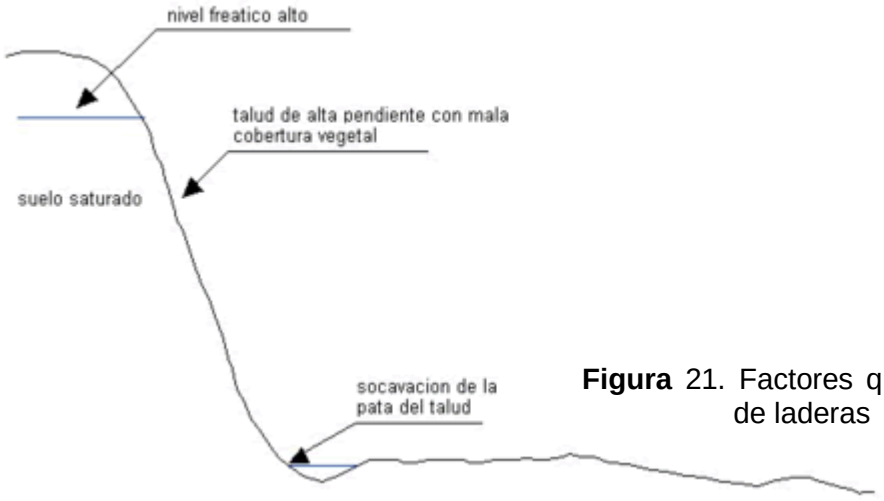


Figura 21. Factores que favorecen el derrumbe de laderas

Las masas de material permanecen por algún tiempo en un equilibrio precario en los sitios inestables, pero basta la presencia de un factor detonante para que se produzca el deslizamiento. Este factor detonante puede ser un sismo, un período prolongado de lluvias intensas o la pérdida de soporte en la pata de un talud.

Cuando el deslizamiento se produce directamente sobre una de las márgenes de una corriente natural el material deslizado se deposita sobre el lecho obstruyendo el paso libre del agua, pero a medida que pasa el tiempo el mismo flujo de agua se encarga de transportar el material hacia aguas abajo, parte como carga de fondo y parte en suspensión. Si los deslizamientos se producen lejos de las corrientes de agua, entonces solamente una parte del material puede llegar a las corrientes por erosión hídrica.

2. Erosión hídrica.

La erosión hídrica se genera cuando las gotas de lluvia que caen sobre un suelo tienen suficiente energía para remover partículas del mismo, dejándolas libres para que puedan ser transportadas por la escorrentía superficial hacia las corrientes de drenaje.

En la actualidad la magnitud de la erosión hídrica se mide por medio de la Pérdida de Suelo. Esta pérdida es un índice medio anual del potencial erosivo de la cuenca; se

calcula por medio de fórmulas semi-empíricas y se expresa en milímetros por año (mm/año).

Los estudios semi-empíricos que existen sobre el tema consideran que solamente un pequeño porcentaje de la pérdida de suelo llega hasta la corriente de drenaje y puede entrar a formar parte de la carga en suspensión.

Los factores que actúan en la generación de la pérdida de suelo en una cuenca.

- **Lluvia.**

Es el agente que inicia el proceso erosivo. La magnitud de su efecto depende de su distribución temporal y espacial sobre la cuenca; para cuantificarla es indispensable analizar las intensidades de lluvias de corta duración, su frecuencia y el cubrimiento sobre el área de la cuenca.

- **Morfometría del área vertiente.**

Las características morfométricas de la zona potencialmente erosionable son el área, la longitud de recorrido de la escorrentía y la pendiente del terreno.

- **Suelo.**

Es un factor que incluye la textura y la estructura que tiene suelo en el momento de comenzar las lluvias.

- **Cobertura vegetal.**

Es un factor muy importante en la generación y transporte de la erosión pluvial, especialmente en el período inicial del aguacero. Depende del tipo de cultivo, el sistema de siembra y las prácticas de manejo.

Ing. Victor Pazos R.

La interacción entre las variables anteriormente mencionadas ha sido estudiada con métodos analíticos, modelos físicos y cuencas prototipo.

De estos estudios han resultado criterios generales aplicables a la determinación de una pérdida media de suelo anual en función de la lluvia media anual y la cobertura vegetal, o fórmulas elaboradas entre las cuales la más conocida es la Fórmula Universal de Pérdida de Suelo, propuesta por Wischmeier & Smith en 1958 con base en experiencias realizadas en los Estados Unidos desde 1917.

En cauces naturales

Depende del caudal que circula por el cauce, la pendiente del mismo, del tipo de suelo, de la forma y sección del cauce, duración y frecuencia de las crecidas, inclinación y estabilidad de los bordes, estado y tipo de lecho (vegetación, presencia de piedras,

Transporte de sedimentos

Los problemas que se presentan en los diseños de estructuras hidráulicas cuando se necesita evaluar de manera confiable los volúmenes de sedimentos que los ríos transportan hasta las obras y que a menudo ocasionan fallas en la operación de bocatomas y presas de embalse, en el control de las inundaciones y en las protecciones de las márgenes, se deben a los siguientes factores:

- Deficiencia en la información cartográfica e hidrometeorológica de las cuencas vertientes, y de caudales líquidos y sólidos en la mayoría de los ríos.
- Desarrollo aún incipiente de los métodos de medición de sedimentos y de aplicación de fórmulas empíricas a casos reales.
- Cambios en las prácticas tradicionales de manejo de la cuenca después de construidas las obras.

En los primeros dos casos las cargas totales de transporte de sedimentos que se aplican en el diseño de las obras pueden resultar excesivas o deficientes; en el tercero, el pronóstico hecho con base en la información histórica resulta irreal.

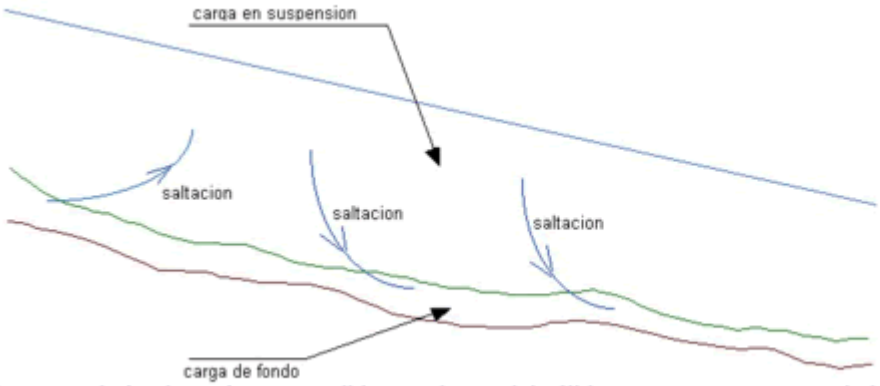
Por las razones expuestas, para lograr un buen diseño de las obras que van a estar sometidas al efecto de los sedimentos es necesario evaluar, además de la información histórica existente, la relación que existe entre la cuenca como productora de sedimentos y el río como conductor de los mismos.

CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS.

La carga total de sedimentos que transporta una corriente natural es la suma de tres componentes que son:

Carga de fondo,
Sedimentos en suspensión,
Sedimentos en saltación.

Los sedimentos en suspensión son finos que llegan a la corriente por procesos de erosión pluvial de la cuenca vertiente o por lavado de material suelto de las márgenes. Se mantienen en suspensión mientras la fuerza ascensional que se genera por la velocidad del flujo sea mayor que su peso propio



El estado de saltación se produce por causa de las irregularidades del fondo. Parte de la carga de fondo sube y se mantiene en suspensión por un período corto.

La carga de fondo está comprendida por el material sólido que se mueve en proximidades del lecho de la corriente. Es alimentada por los sedimentos que conforman el lecho y por los materiales gruesos que son transportados desde la cuenca por procesos de remoción en masa.

Formula Universal de erosión hídrica de suelos. Ec USLE

En la Fómula Universal, las variables se relacionan por medio de la siguiente expresión:

$$E = R \cdot K \cdot Ls \cdot C \cdot P \text{ en (Tm/ha/año)}$$

Donde:

E es la pérdida de suelo, estimada como promedio anual.
R es el factor de erosividad. Relaciona la intensidad de la lluvia con la energía que tienen las gotas al chocar contra el suelo.
K es el factor de erodabilidad del suelo;
L y S son longitud y pendiente. El término LS se calcula mediante aplicación de una fórmula empírica;
C es el factor de cultivo.
P representa la influencia de las prácticas de manejo en el proceso de erosión.

Rio Lagunilla. Lerida. Tolima. Colombia. Foto:GSM

Las variables L, S, C y P pueden estimarse con relativamente buena aproximación utilizando métodos agrológicos, pero las otras dos tienen dificultades porque representan características propias del régimen pluviométrico y del tipo de suelo en el área de estudio en relación con la energía con que las gotas de lluvia llegan al suelo y con la resistencia del suelo al golpe de las gotas. Ver documento adjunto: **Factores de la Ec Universal**.

Como dentro de una misma cuenca pueden presentarse regímenes diferentes de lluvia, no homogeneidad de los suelos, variaciones en la pendiente, diferencias en cobertura vegetal, etc, se hace necesario dividir la cuenca en subcuencas de acuerdo con las circunstancias, calcular la pérdida de suelo en cada subcuenca y luego hacer el tránsito del sedimento producido hasta el rio. Esto implica que cada subcuenca deberá calibrarse independientemente de las otras.

Sería ideal que antes de aplicar la fórmula a una cuenca determinada se hiciera una calibración con trabajo sobre cuencas prototipo. Sin embargo, estos trabajos tienen limitaciones prácticas tanto por los costos de las instalaciones como por el tiempo de operación que se necesita para llegar a conclusiones adecuadas.

Aún contando con datos experimentales obtenidos en cuencas prototipo, no es recomendable hacer generalizaciones para utilizarlos como característicos de una región porque los factores más importantes como son la lluvia, el suelo y la topografía varían espacialmente, y las cuencas prototipo son de dimensiones muy limitadas.

Debido a las dificultades que se tienen para determinar con buena aproximación las variables que se incluyen en la Fórmula Universal de Pérdida de Suelo, los estimativos que se obtienen cuando se aplica la fórmula representan solamente unos índices que permiten comparar los potenciales erosivos en microcuencas de una misma región.

Para la aplicación de cualquier otra fórmula, similar a la fórmula universal, debe tenerse un cuidado parecido.

Ing. Victor Pazos R.

CAPACIDAD DE LAS CORRIENTES NATURALES PARA TRANSPORTAR SEDIMENTOS.

Existen dos procedimientos para determinar cuál es la capacidad que tienen las corrientes naturales para transportar los sedimentos de fondo y en suspensión. Uno es el método analítico por medio de fórmulas empíricas y otro el de mediciones con aparatos normalizados.

Las fórmulas empíricas permiten calcular las capacidades máximas de transporte si las corrientes tuvieran suficientes sedimentos disponibles. Tienen muchas limitaciones porque por lo general las fórmulas son desarrolladas en condiciones de laboratorio. Desde el punto de vista analítico las fórmulas empíricas para cálculo de carga de fondo han tenido un desarrollo más completo que las de sedimentos en suspensión. Sin embargo, los resultados prácticos siguen siendo inciertos.

Los medidores normalizados de sedimentos en suspensión para realizar aforos sólidos son ampliamente utilizados en el mundo y su confiabilidad es adecuada para obtener información aceptable en estudios hidrométricos. No se ha tenido la misma fortuna con los medidores de carga de fondo y por esta razón es de uso corriente medir solamente los sedimentos en suspensión y asignar a la carga de fondo un porcentaje de lo que se obtuvo en suspensión.

ANÁLISIS DE LA CARGA EN SUSPENSIÓN.

Aceptando que la carga en suspensión es alimentada por la erosión pluvial en la cuenca, surge la dificultad de estimar qué volumen de sedimentos transporta realmente el rio en suspensión, y qué ocurre con los sedimentos que el rio no acarrea.

La capacidad de un rio para transportar sedimentos en suspensión depende de las fuerzas de sustentación que se generan como componentes verticales de la velocidad del flujo. La magnitud de estas fuerzas de sustentación depende de la magnitud de la velocidad de flujo y, por tanto, del caudal. Mientras la componente vertical que sostiene una partícula de sedimento sea mayor que el peso de esta, la partícula se mantiene en

suspensión; de esta forma, el caudal clasifica las partículas que el rio puede transportar, tanto en tamaño como en número.

Como el régimen de caudales en un rio no es permanente y las características hidráulicas de flujo varian a lo largo del cauce, la capacidad de transporte de sedimentos también es variable temporal y espacialmente

Cuando se presenta una creciente la capacidad de transporte del rio aumenta, pero el transporte real depende de la duración de la escorrentía superficial directa, del área donde se haya producido el aguacero causante de la creciente y de las características del sedimento que alcance a llegar hasta el rio. Esto implica que la carga en suspensión no es función única del caudal sino que depende además de la erosión pluvial en la cuenca.

A medida que el caudal disminuye en el rio también disminuye su capacidad de transporte; esto hace que las partículas que no se pueden sostener en suspensión se sedimenten. Posteriormente, cuando las velocidades se incrementen por aumento del caudal, parte de estos sedimentos serán puestos en estado de saltación temporal y algunos de ellos volverán a formar parte de la carga en suspensión.

Ing. Victor Pazos R.

Como se aprecia por los anteriores comentarios, la tarea de estimar analíticamente la carga de sedimentos en suspensión con una aproximación razonable no es fácil.

Actualmente, la mejor manera que existe para determinar la carga real en suspensión consiste en la medición de esa carga, utilizando medidores normalizados. Los procedimientos de toma de datos y procesamiento de los mismos tropiezan, sin embargo, con una serie de inconvenientes derivados de las simplificaciones que deben hacerse para que el método resulte práctico.

Dentro de esas simplificaciones está, por ejemplo, la de suponer que existe una relación única entre los caudales líquido y sólido, lo cual es cierto solamente en contadas ocasiones. Los pares de puntos que se obtienen a partir de series de aforos líquidos y sólidos simultáneos presentan siempre una gran dispersión alrededor de las curvas teóricas de ajuste que se calculan por métodos numéricos. Para poder explicar la causa de esa dispersión es necesario tener en cuenta otras variables que se derivan de los procesos erosivos en la cuenca y del régimen de transporte del rio, lo cual implica necesariamente la investigación, punto por punto, de la procedencia de los caudales sólidos medidos.

A pesar de sus deficiencias, el método de medición directa es el más aceptado para estimar la carga en suspensión y para elaborar las curvas de duración del caudal sólido. Desafortunadamente, son pocos los ríos en los cuales se efectúan estas mediciones en forma sistemática.

Agua subterránea

El agua se infiltra a través de la superficie del suelo y luego se mueve verticalmente hasta cuando encuentra una capa impermeable que no permite el paso y obliga a la formación de un almacenamiento de agua en los espacios porosos del suelo. El límite superior de este almacenamiento se denomina Nivel Freático.

A nivel global el volumen de Aguas Subterráneas existente es muy superior al de Aguas Superficiales, pero en muchos casos, principalmente cuando los acuíferos se encuentran a gran profundidad, su captación resulta difícil y costosa. En aquellas regiones donde las Aguas Superficiales son escasas o no existen cerca a los sitios de consumo las Aguas Subterráneas pueden resolver los problemas de suministro de agua. El estudio de los acuíferos y del movimiento de las Aguas Subterráneas se llama Hidrogeología.

Clasificación de las formaciones geológicas según su comportamiento hidrogeológico

Según su comportamiento hidrológico las formaciones geológicas se clasifican en:

Acuífero.

Acuicludo (del latín *cludo*, encerrar).- Formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable pero no permite que el agua circule a través de ella, ya que es porosa pero su conductividad hidráulica es baja.

Ejemplo: Limos, arcillas. Un m^3 de arcillas contiene más agua que el mismo volumen de arenas, pero el agua está atrapada, no puede salir por gravedad, y por tanto no podrá circular en el subsuelo, a una velocidad razonable, ni en condiciones naturales ni hacia un pozo que esté bombeando.

Acuitardo (del latín *tardo*, retardar, impedir).- Formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable pero que el agua circula a través de ella con dificultad.

Evidentemente se trata de un concepto intermedio entre los dos anteriores.

Ejemplos: Arenas arcillosas, areniscas, rocas compactas con alteración y/o fracturación moderadas.

Acuífugo (del latín *fugo*, rechazar, ahuyentar).- Formación geológica que no contiene agua porque no permite que ingrese o circule a través de ella.

Ejemplo: Granito, esquisto gabro, o rocas metamórficas como pizarra, etc; inalteradas y no fracturadas.

Ing. Victor Pazos R.

Acuífero, Concepto.

Un acuífero (del latín *fero*, llevar) es una unidad geológica (formación o grupo) saturada, constituida de roca o sedimento, suficientemente permeable (> $5x10^{-3}$ darcy o $5x10^{-8}$ m/s) para permitir la extracción de agua de forma económica y por medio de técnicas convencionales.

Generalmente un acuífero posee la capacidad de almacenar una gran cantidad de agua, y transmitirla de forma relativamente rápida.

Ejemplos: Arenas, gravas. También granito u otra roca compacta con una fracturación importante.

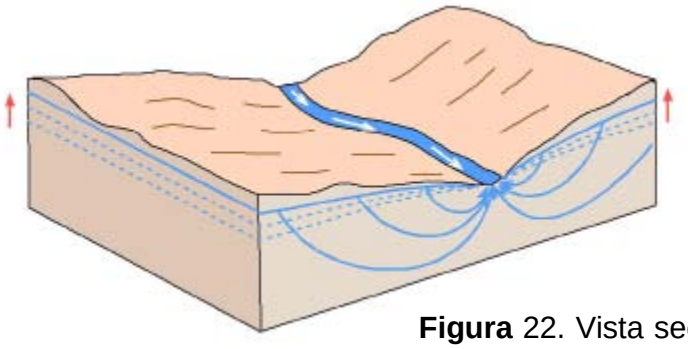


Figura 22. Vista sección transversal de un acuífero.

Tipos de acuífero

Existen tres tipos principales: Acuífero confinado, Libre y semi-confinado.

Acuífero No confinado (acuífero Libre)

Este tipo de acuífero está limitado en la parte superior por un estrato permeable y por su parte inferior con un estrato semi-permeable o impermeable; lo cual permite que el agua circule libremente desde la base del acuífero hasta la superficie libre del mismo.

Parte del agua de infiltración se queda como humedad, mientras que otra parte escapa como agua de flujo lateral subsuperficial.

El agua contenida en este tipo de acuífero está sujeta a la presión atmosférica y su nivel es variable en función de la recarga o descarga; así como del volumen de agua almacenado.

Acuífero confinado (acuífero Libre)

En este tipo de acuífero el depósito de agua subterránea está limitado en su parte superior e inferior por capas impermeables.

La zona de recarga está restringida a una área de terreno comprendida entre las capas impermeables (zona permeable). El agua se halla a presión.

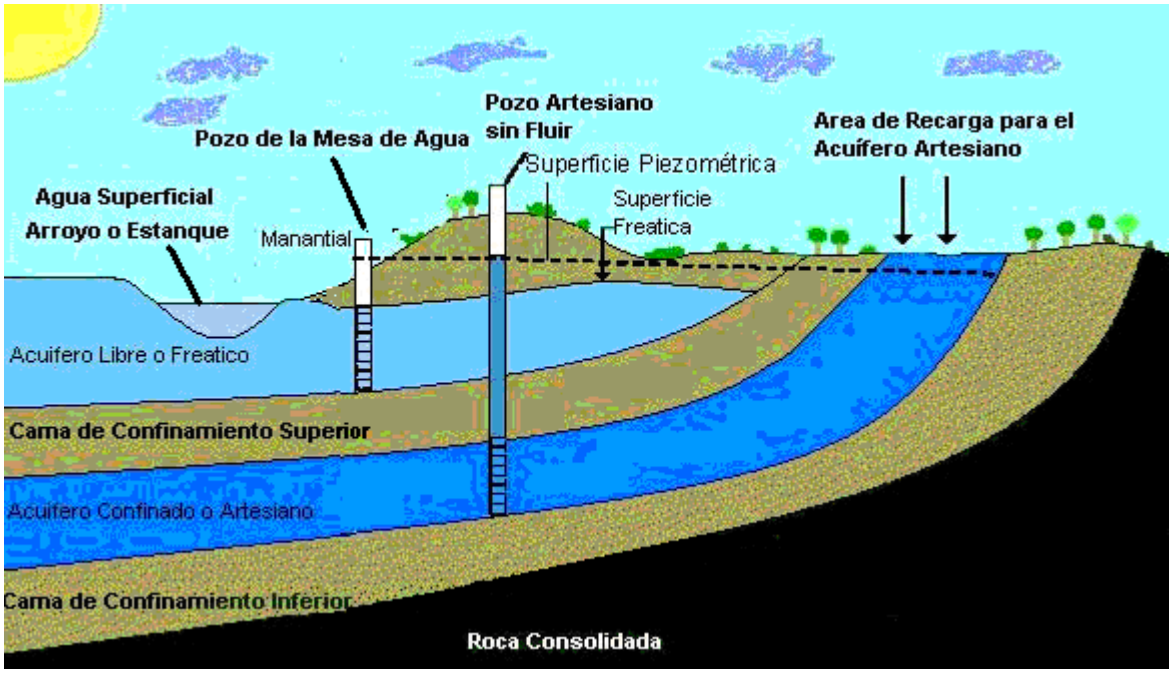


Figura 23. Tipos de acuífero.

Volumen de agua de un acuífero.

El volumen de agua existente en un acuífero es función del área del acuífero y de la porosidad media. Esta relación queda expresada en la ecuación: $\mathbf{V = A \cdot b \cdot \phi m}$.

Donde **V** es el volumen total, **A** es el área del acuífero, **b** es el espesor medio del acuífero y ϕ**m** es la porosidad media.

El parámetro ϕ**m** es distinto de ϕ**e**, que indica la **porosidad eficaz** y que resulta del siguiente cociente: ϕ**e = Vol. de los poros por los q. Circula agua / Vol. total del acuífero**.

Pero no toda el agua existente en el acuífero puede ser extraída; por ejemplo, en el caso de los acuíferos no confinados, sólo una parte del total puede ser extraída quedando el resto “atrapado” dentro del acuífero. Por ello se define un valor del caudal específico útil del acuífero, como “el volumen extraído por unidad de superficie del acuífero para un metro de descenso del nivel freático”.

Este valor depende de la porosidad de la roca y también de las características de retención del agua. Su valor es muy variable pero un rango razonable está entre 0,05 y 0,40.

Ley de Darcy

Darcy en 1856 cuantifica el caudal de agua filtrado a través de arenas según la ley:

$$Q = K \cdot A \cdot (\Delta h / \Delta L)$$

Donde **Q** es el caudal filtrado, **A** es el área de la sección, Δh es el incremento de presión entre los puntos extremos, **ΔL** es la distancia entre dichos puntos y **K** es el coeficiente de permeabilidad.

Si denominamos gradiente hidráulico al cociente $i = \Delta h / \Delta L$, se tiene que: $Q = A \cdot K \cdot i$. Teniendo en cuenta que $V = Q / A$, finalmente queda que: $V = K \cdot i$.

El valor de **K** depende de la viscosidad del fluido, μ, de la gravedad g y de la densidad del fluido, ρ, según la ecuación: $K = (k \cdot \rho \cdot g) / \mu$, donde **k** es la permeabilidad intrínseca del medio, que depende del empaquetamiento, del tamaño y de la redondez del grano.

VALORES MEDIOS DE ϕ_m y *K* PARA DISTINTOS TIPOS DE ROCA

ROCA	arenisca	marga	arena	grava	limo	arcilla	caliza	esquisto
ϕ_m	0.35	0.35	0.40	0.30	0.45	0.40	0.30	0.37
K (cm/s)	10^{-4}	10^{-7}	10^{-2}	$\geq 10^{-1}$	10^{-5}	$\leq 10^{-8}$	10^{-4}	$\leq 10^{-4}$

Ing. Victor Pazos R.

Captación de aguas subterráneas

Para extraer agua del terreno se utilizan diversos tipos de captaciones

Pozos excavados (artesanales)

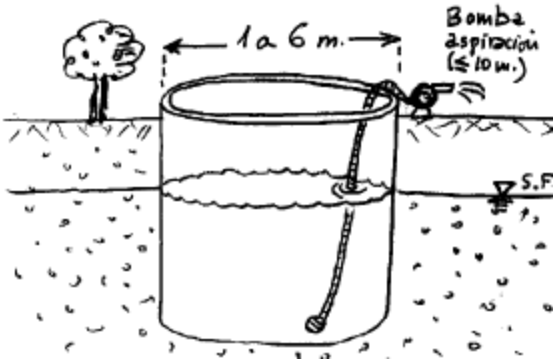


Figura 24. Pozo artesanal

Es probablemente el tipo de captación más antiguo. En la actualidad se excava con máquinas y en rocas duras con explosivos.

Sigue siendo la elección más adecuada para explotar acuíferos superficiales, pues su rendimiento es superior al de un sondeo de la misma profundidad. Otra ventaja en los acuíferos pobres es el volumen de agua almacenado en el propio pozo.

Diámetro= 1 a 6 metros o más

Profundidad= generalmente 5 a 20 metros.

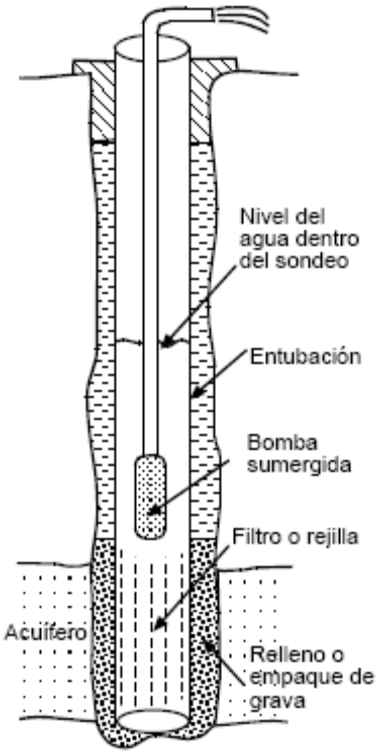


Figura 25. Pozo excavado

Sondeos (Pozos perforados).

Son las captaciones más utilizadas en la actualidad. Los diámetros oscilan entre 20 y 60 cm. y la profundidad en la mayoría de los casos entre 30-40 m. y 300 o más. Si la

construcción es correcta, se instala tubería ranurada sólo frente a los niveles acuíferos, el resto, tubería ciega.

Galerías

Ya existían galerías para agua en Mesopotamia en el siglo IV a. C. Con una ligera pendiente, el agua sale al exterior por gravedad, sin bombeo. Se excavan igual que en minería. En Canarias es la captación más frecuente, generalmente con varios km de longitud.

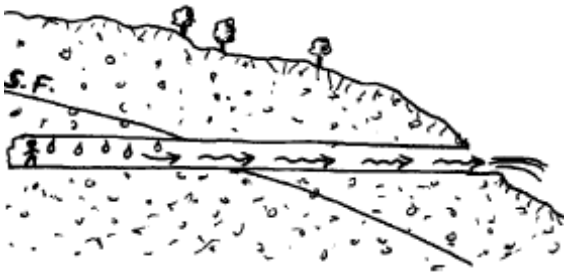


Figura 26. Galería.

Cono de descensos

Supongamos que empezamos a bombear en un acuífero libre cuya superficie freática inicial fuera horizontal. El agua comienza a fluir radialmente hacia el sondeo, y, transcurrido un tiempo, por ejemplo unas horas, la superficie freática habría adquirido la forma que se presenta en la figura 26, denominada ***cono de descensos*** (*). Esto puede apreciarse realmente si en los alrededores del sondeo que bombea existen otros sondeos para observación de los niveles. (Figura 27)

Ing. Victo

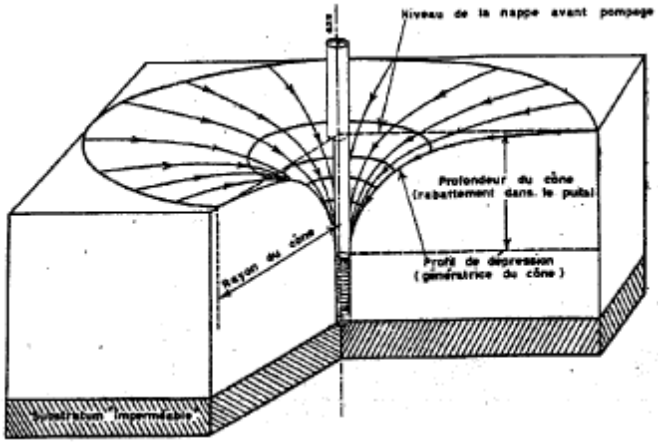


Figura 27. Curva de abatimiento de un pozo

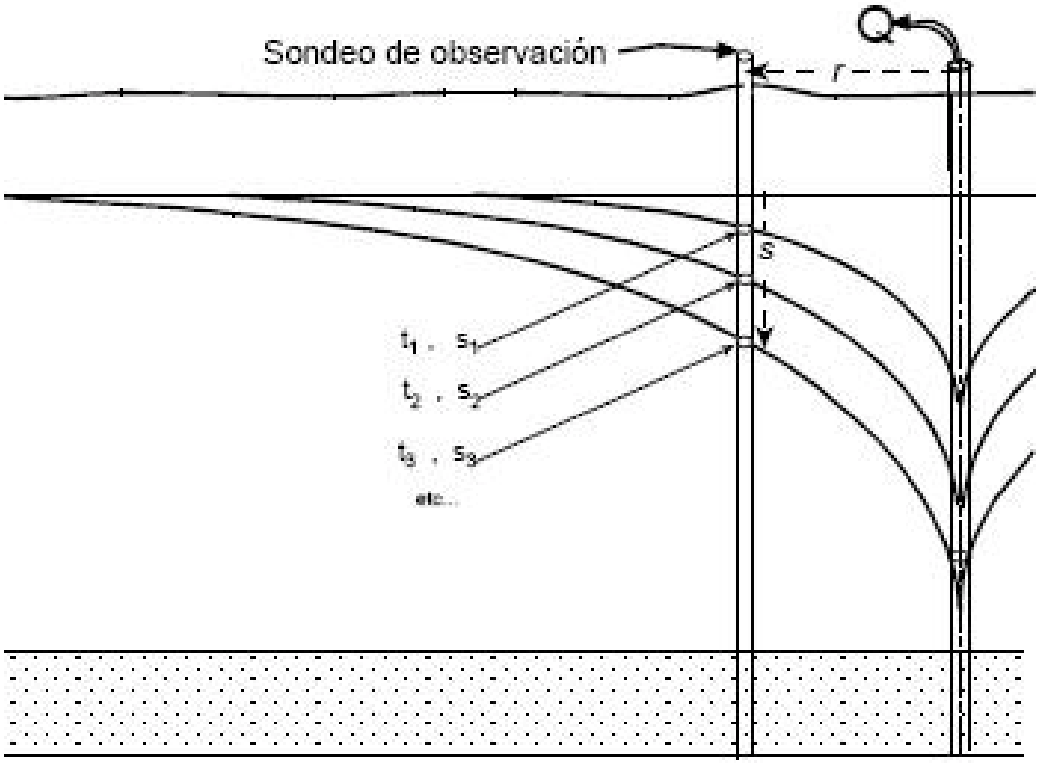


Figura 28. Cono de descenso en un pozo de observación durante la prueba de bombeo.

Cálculo de la Transmisividad de un acuífero (Método Jacob Régimen variable)

$$T = 0{,}183 \times \frac{Q}{s_2 - s_1}$$

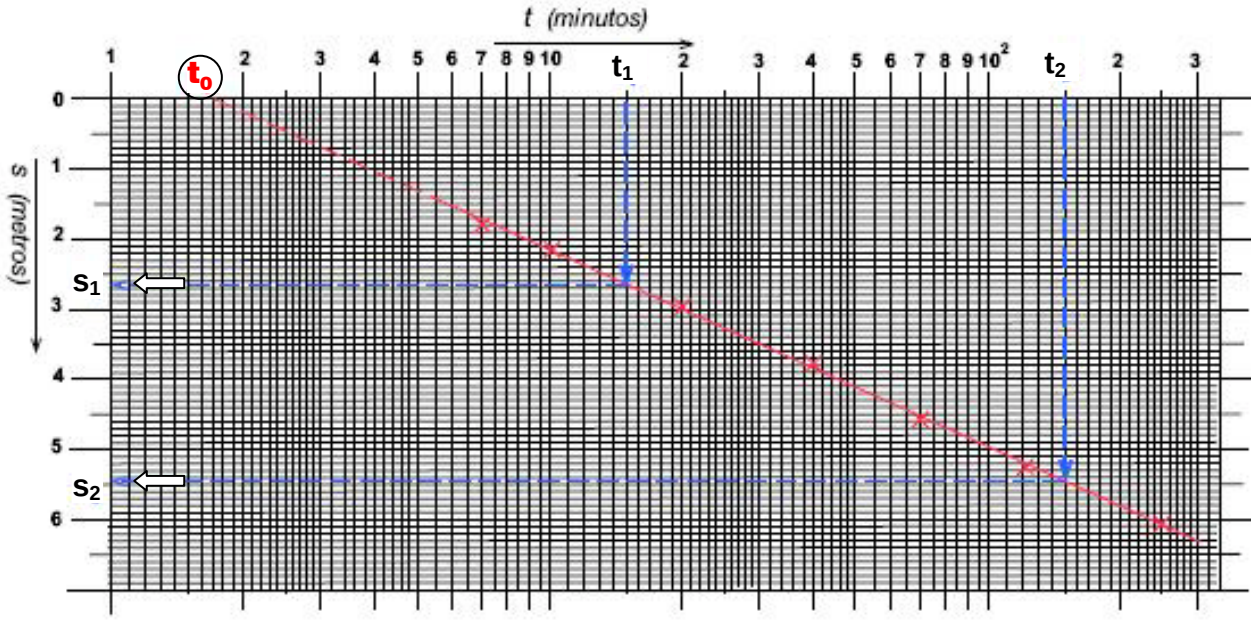
Donde:

Q = Caudal constante expresado en m^3/día

s_1 y s_2 = descensos de abatimiento para tiempos t_1 y t_2; $t_1 \neq 0$ y t_2 = 10 veces t_1 obtenidos de un gráfico en papel semi logarítmico.

Pruebas de bombeo

Prácticas de campo y ejercicios sobre el tema (Hoja Excel).



Calculo del coeficiente de almacenamiento S

$$S = \frac{2{,}25 \cdot T \cdot t_0}{r^2}$$

Donde:

T = Transmisividad en m^2/día

t_0 = Tiempo inicial, tomado del gráfico en el papel semi logarítmico. En días

r = radio de separación entre el pozo en evaluación y el pozo de observación. (en mts)

Hidráulica de pozos.

Como se observa estas expresiones básicas se pueden aplicar en dos sentidos:

(a) Para evaluar el comportamiento del acuífero ante el bombeo, si se conocen los parámetros hidráulicos del acuífero

(b) Para evaluar los parámetros hidráulicos del acuífero, si se conoce el comportamiento del acuífero ante el bombeo

En ambas situaciones, y según se trate de régimen permanente o variable, los datos que deben tomarse en el campo son los siguientes:

	Reg. permanente	**Reg. variable**
Conocido los parámetros del acuífero se puede determinar el abatimiento.	Datos: Q, T, s1, t1; en un pozo de observación. Se puede calcular el descenso a cualquier otra distancia	Datos: Q, T, S. Se puede calcular el descenso a cualquier distancia r y transcurrido un tiempo ***t***.
Bombeo de ensayo: Se desea determinar los parámetros del acuífero.	Datos: Q, Al menos 2 pozos de observación (s_1, r_1; s_2, r_2) Se calcula la Transmisividad.	Datos: Q En un sondeo de observación a una distancia r: s_1, t_1; s_2, t_2; s_3, t_3; etc. Se calcula T y S del acuífero.

Tabla de valores de Función de pozo W(u)

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

s = descenso producido a una distancia *r*, tras un tiempo de bombeo *t*
Q = caudal bombeado

Víctor Pazos K.

T, S = Transmisividad y coeficiente de almacenamiento del acuífero

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}, \text{ y } B = \sqrt{\frac{Tb'}{K'}}$$

Valores de la función H (u, β) Acuíferos semiconfinados SIN almacenamiento en el acuitardo

	r/B																		
		0,002	**0,004**	**0,006**	**0,008**	**0,01**	**0,02**	**0,04**	**0,06**	**0,08**	**0,1**	**0,2**	**0,4**	**0,6**	**0,8**	**1**	**2**	**4**	**6**
U	**0,000002**	12,1	11,2	10,5	9,89	9,44	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,000004	11,6	11,1	10,4	9,88	9,44	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,000006	11,3	10,9	10,4	9,87	9,44	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,000008	11,0	10,7	10,3	9,84	9,43	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,00001	10,8	10,6	10,2	9,80	9,42	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,00002	10,2	10,1	9,84	9,58	9,30	8,06	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,00004	9,52	9,45	9,34	9,19	9,01	8,03	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,00006	9,13	9,08	9,00	8,89	8,77	7,98	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,00008	8,84	8,81	8,75	8,67	8,57	7,91	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,0001	8,62	8,59	8,55	8,48	8,40	7,84	6,67	5,87	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,0002	7,94	7,92	7,90	7,86	7,82	7,50	6,62	5,86	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,0004	7,24	7,24	7,22	7,21	7,19	7,01	6,45	5,83	5,29	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,0006	6,84	6,84	6,83	6,82	6,80	6,68	6,27	5,77	5,27	4,85	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,0008	6,55	6,55	6,54	6,53	6,52	6,43	6,11	5,69	5,25	4,84	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,001	6,33	6,33	6,32	6,32	6,31	6,23	5,97	5,61	5,21	4,83	3,51	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,002	5,64	5,64	5,63	5,63	5,63	5,59	5,45	5,24	4,98	4,71	3,50	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,004	4,95	4,95	4,95	4,49	4,94	4,92	4,85	4,74	4,59	4,42	3,48	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,006	4,54	4,54	4,54	4,54	4,54	4,53	4,48	4,41	4,30	4,18	3,43	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,008	4,26	4,26	4,26	4,26	4,26	4,25	4,21	4,15	4,08	3,98	3,36	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,01	4,04	4,04	4,04	4,04	4,04	4,03	4,00	3,95	3,89	3,81	3,29	2,23	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,02	3,35	3,35	3,35	3,35	3,35	3,35	3,34	3,31	3,28	3,24	2,95	2,18	1,55	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025

	0,04	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,67	2,66	2,65	2,63	2,48	2,02	1,52	1,13	0,842	0,228	0,0223	0,0025
	0,06	2,30	2,30	2,30	2,30	2,30	2,29	2,29	2,28	2,27	2,26	2,17	1,85	1,46	1,11	0,839	0,228	0,0223	0,0025
	0,08	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,02	2,02	2,01	2,00	1,94	1,69	1,39	1,08	0,832	0,228	0,0223	0,0025
	0,1	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,81	1,80	1,75	1,56	1,31	1,05	0,819	0,228	0,0223	0,0025
	0,2	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,22	1,19	1,11	0,996	0,857	0,715	0,227	0,0223	0,0025
	0,4	0,702	0,702	0,702	0,702	0,702	0,702	0,702	0,702	0,701	0,7	0,693	0,665	0,621	0,565	0,502	0,210	0,0223	0,0025
	0,6	0,454	0,454	0,454	0,454	0,454	0,454	0,454	0,454	0,454	0,453	0,450	0,436	0,415	0,387	0,354	0,177	0,0222	0,0025
	0,8	0,311	0,311	0,311	0,311	0,311	0,311	0,311	0,310	0,310	0,310	0,308	0,301	0,289	0,273	0,254	0,144	0,0218	0,0025
	1	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,219	0,218	0,213	0,206	0,197	0,185	0,114	0,0207	0,0025
	2	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,049	0,048	0,047	0,046	0,044	0,034	0,0110	0,0021

Valores de la función H (u, β) Acuíferos semiconfinados CON almacenamiento en el acuitardo

$$s = \frac{Q}{4\pi T} H(u,\beta)$$

$$\beta = \frac{r}{4B}\sqrt{\frac{S'}{S}}$$

En estas dos fórmulas significan todo lo mismo que para la fórmula anterior, excepto:

S' = Coeficiente almacenamiento del acuitardo.

Ing. Víctor Pazos R.

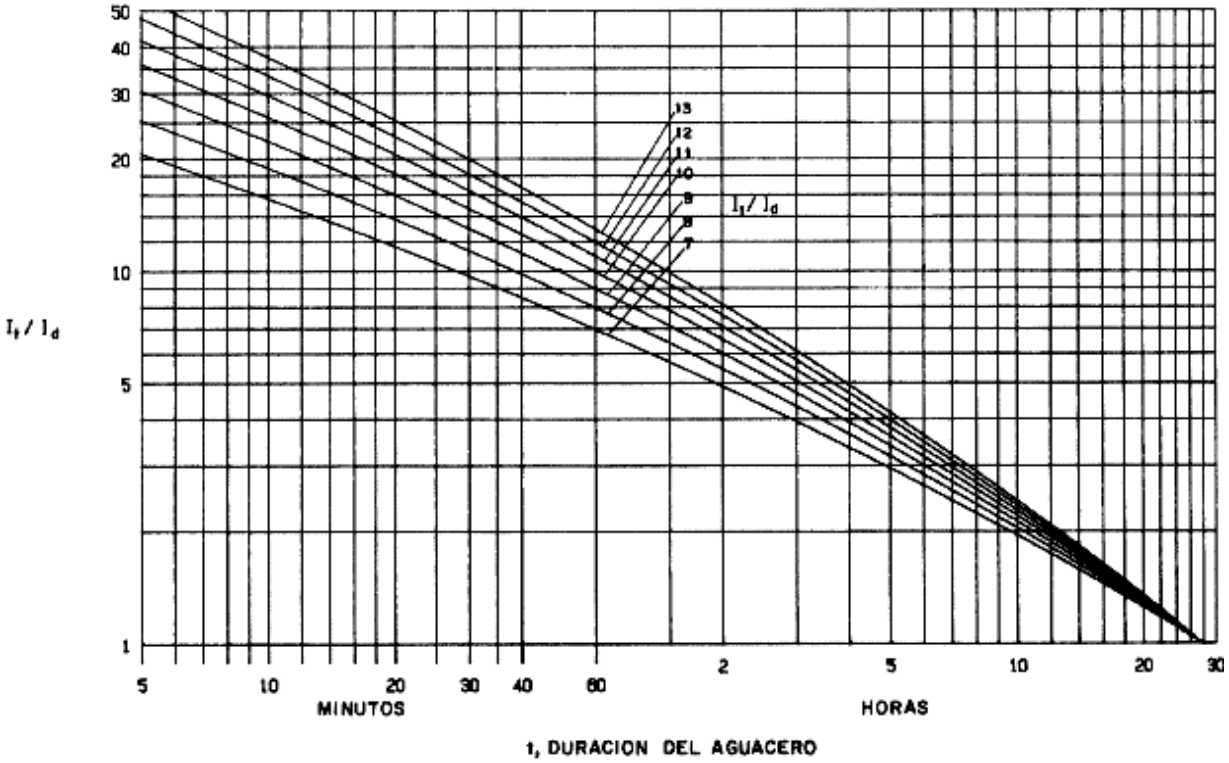
Valores de *W(u$_B$, β)* para Acuífero No Confinado. Solución de Neuman

		β											
		0,001	**0,005**	**0,01**	**0,05**	**0,1**	**0,2**	**0,5**	**1**	**2**	**5**	**10**	**20**
u	**0,000001**	11,9842	10,5908	9,9259	8,3395	7,6497	6,959	6,0463	5,3575	4,6721	3,7756	3,111	2,4671
	0,000005	10,8958	9,7174	9,0866	7,5284	6,8427	6,1548	5,2459	4,5617	3,8836	3,0055	2,3661	1,7633
	0,00001	10,3739	9,3203	8,7142	7,1771	6,4944	5,8085	4,9024	4,2212	3,5481	2,6822	2,059	1,4816
	0,00005	9,0422	8,3171	7,8031	6,3523	5,6821	5,0045	4,109	3,4394	2,7848	1,9622	1,3943	0,8994
	0,0001	8,4258	7,8386	7,3803	5,9906	5,3297	4,6581	3,77	3,1082	2,4658	1,6704	1,1359	0,6878
	0,0005	6,9273	6,6024	6,2934	5,1223	4,4996	3,8527	2,9933	2,3601	1,7604	1,0564	0,6252	0,3089
	0,001	6,2624	6,0193	5,7727	4,729	4,1337	3,5045	2,665	2,0506	1,4776	0,8271	0,4513	0,1976
	0,005	4,6951	4,5786	4,4474	3,7415	3,2483	2,6891	1,925	1,3767	0,8915	0,4001	0,1677	0,0493
	0,01	4,0163	3,9334	3,8374	3,2752	2,8443	2,3325	1,6193	1,1122	0,6775	0,267	0,0955	0,0221
	0,05	2,459	2,4243	2,3826	2,1007	1,8401	1,4872	0,954	0,5812	0,2923	0,0755	0,016	0,00164
	0,1	1,8172	1,7949	1,7677	1,5768	1,3893	1,1207	0,6947	0,397	0,1789	0,0359	0,00552	0,00034
	0,5	0,5584	0,553	0,5463	0,4969	0,4436	0,3591	0,2083	0,1006	0,0325	0,00288	0,00015	
	1	0,2189	0,2169	0,2144	0,1961	0,1758	0,1427	0,0812	0,0365	0,00993	0,00055	0,00002	
	5	0,00115	0,00114	0,00112	0,00104	0,00093	0,00076	0,00042	0,00017	0,00003			

Fuente: Congreso XXXII de aguas subterráneas

Anexos

Anexo 1. Gráfico de Isolíneas para la determinación de I máxima.



Ing. Víctor

Anexo 2. Cuadro para la determinación del Umbral de escurrimiento Po (mm)

USO DE LA TIERRA	PENDIENTE (%)	CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS	GRUPO DE SUELO			
			A	B	C	D
Rotación de cultivos pobres	≥ 3	R	26	15	9	6
		N	28	17	11	8
	< 3	R/N	30	19	13	10
Rotación de cultivos densos	≥ 3	R	37	20	12	9
		N	42	23	14	11
	< 3	R/N	47	25	16	13
Praderas	≥ 3	Pobre	24	14	8	6
		Media	53	23	14	9
		Buena	*	33	18	13
		Muy buena	*	41	22	15
	< 3	Pobre	58	25	12	7
		Media	*	35	17	10
		Buena	*	*	22	14
		Muy buena	*	*	25	16
Plantaciones regulares aprovechamiento forestal	≥ 3	Pobre	62	26	15	10
		Media	*	34	19	14
		Buena	*	42	22	15
	< 3	Pobre	*	34	19	14
		Media	*	42	22	15
		Buena	*	50	25	16
Masas forestales (bosques, monte bajo, etc.).		Muy clara	40	17	8	5
		Clara	60	24	14	10
		Media	*	34	22	16
		Espesa	*	47	31	23
		Muy espesa	*	65	43	33

Notas:

1. N: denota cultivo según las curvas de nivel.
   R: denota cultivo según la línea de máxima pendiente.
2. *: denota que esa parte de cuenca debe considerarse inexistente a efectos de cálculo de caudales de avenida.
3. Las zonas abancaladas se incluirán entre las de pendiente menor del