

Ing. William R. Gámez Morales



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

FACULTAD DE RECURSOS NATURALES Y DEL AMBIENTE



TEXTO BÁSICO DE HIDROLOGÍA

Managua, Nicaragua
Mayo, 2009

Ing. William R. Gámez Morales



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

DIRECCIÓN DE INVESTIGACIÓN EXTENSIÓN Y POSGRADO
(DIEP)



TEXTO BÁSICO DE HIDROLOGÍA

N

551.48

G192 Gámez Morales, William R.
Texto Básico de Hidrología
William R. Gámez Morales. -- 1a ed. --
Managua: UNA, 2010
150 p.: il

ISBN : 978-99924-1-009-7

1. HIDROLOGIA

© Todos los derechos reservados
2010

© **Universidad Nacional Agraria**

Km 12 ½ Carretera Norte, Managua, Nicaragua
Teléfonos: 2233-1265 / 2233-1267 • Fax: 2233-1267 / 2263-2609

Autor: Ing. William R. Gámez Morales

Diseño e impresión: Editronic, S.A. • Telefax: 2222-5461

La UNA propicia la amplia diseminación de sus publicaciones impresas y electrónicas para que el público y la sociedad en general, obtenga de ella el máximo beneficio. Por tanto en la mayoría de los casos, los colegas que trabajan en docencia, investigación y desarrollo no deben sentirse limitados en el uso de los materiales de la UNA para fines académicos y no comerciales. Sin embargo, la UNA prohíbe la modificación parcial o total de este material y espera recibir los créditos merecidos por ellos.

Nota general: La mención de productos comerciales en este libro, no constituyen una garantía ni intento de promoción por parte de la UNA.

La publicación de este libro es posible gracias al apoyo financiero del pueblo y Gobierno de Suecia, a través de la Agencia Sueca para el Desarrollo Internacional (ASDI).

Presentación

La Universidad Nacional Agraria (UNA) pone en manos de la comunidad educativa superior nicaragüense y en manos de la sociedad en general, el libro “*Texto básico de Hidrología*” cuya autoría corresponde al Ing. *William R. Gámez Morales*, miembro del claustro de profesores de la Facultad de Recursos Naturales y del Ambiente (FARENA) y estudioso de los recursos hídricos con que cuenta Nicaragua.

Esta obra se constituye en un aporte para los estudiantes que cursan la asignatura de Hidrología en la U.N.A. y para otros estudiosos que deseen hacer uso de él. El texto está diseñado de forma tal que facilite el manejo y aplicación de las metodologías que se abordan en las diferentes temáticas y los cálculos que con frecuencia presentan dificultades para los estudiantes.

El documento está en correspondencia con las temáticas que se abordan en el curso de Hidrología, que oferta la facultad en mención y es una primera recopilación bibliográfica, en la que se ha tratado de presentar de forma detallada el proceso de cálculo en las diferentes metodologías abordadas.

Inicialmente, el profesor Gámez aborda los recursos hídricos en Nicaragua, tanto superficiales como subterráneos, además el concepto y dinámica del ciclo hidrológico. Continúa con las principales características físicas e hidrológicas que se deben estudiar en la cuenca hidrográfica, y las principales cuencas hidrográficas del país.

Luego nos presenta generalidades de la precipitación y la distribución de lluvias en el país, además aborda el análisis de los datos de precipitación hasta llegar a cumplir uno de los objetivos de la Hidrología que es la obtención del evento de diseño. La siguiente unidad corresponde al estudio de los escurrimientos, su medición y estimación, concluyendo con las aguas subterráneas, el lenguaje técnico de las mismas y los principales acuíferos de Nicaragua.

Con la publicación de este texto, la Universidad Nacional Agraria está cumpliendo con su objetivo institucional de establecer los mecanismos para la vinculación entre la investigación, innovación, extensión y docencia de grado y posgrado, que tienen como propósito la formación integral de los estudiantes. El texto está a disposición de los estudiantes de grado y de postgrado, en las bibliotecas institucionales, pero

también puede ser obtenido de forma electrónica a través de la página web de la Universidad (www.una.edu.ni), específicamente en la sección correspondiente al Centro Nacional de Documentación Agropecuaria (CENIDA).

La publicación de este libro es posible gracias al apoyo decidido del pueblo y gobierno de Suecia quienes durante 25 años han contribuido al desarrollo de la Universidad Nacional Agraria, tanto en la formación del recursos humano que necesita la institución, así como en la generación y difusión del conocimiento generado por los académicos.

Freddy Alemán

Director de Investigación, Extensión y Posgrado UNA

ÍNDICE DE CONTENIDO

UNIDAD I. INTRODUCCIÓN A LA HIDROLOGÍA	7
1.1. Definición de hidrología y ciencias afines	8
1.2. Objetivo de la hidrología	8
1.3. Los recursos hídricos en Nicaragua	9
1.3.1. Distribución y cuantía de los recursos hídricos en Nicaragua.....	10
1.3.1.1. Aguas superficiales	10
1.3.1.2. Aguas subterráneas	11
1.3.2. La Deforestación y consecuencias hidrológicas.....	13
1.4. Ciclo hidrológico.....	14
1.4.1. Fases o procesos del ciclo hidrológico	15
1.4.2. Pérdidas de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera	17
1.4.3. Balance hidrológico.....	22
UNIDAD II. LA CUENCA HIDROGRÁFICA	25
2.1. Introducción	26
2.2. Definición e importancia del concepto de cuenca hidrográfica	28
2.3. Características de la cuenca.....	33
2.3.1. Físicas	33
2.3.2. Morfológicas.....	35
2.4. Clasificación de las cuencas	51
2.5. Cuencas hidrográficas en Nicaragua	51
UNIDAD III. PRECIPITACIÓN	55
3.1. Generalidades	56
3.2. Distribución de la Precipitación en Nicaragua	61
3.3. Análisis de datos de precipitación	64
3.3.1. Análisis de consistencia de datos y su ajuste	64
3.3.2. Estimación de datos faltantes	64
3.3.3. Estimación de la precipitación media de una zona	70
3.3.4. Precipitación máxima probable y período de retorno	75
3.3.5. Relación intensidad-duración-frecuencia (Curva I-D-F).....	78
3.3.6. Obtención del hietograma de diseño	86
3.3.7. Obtención de la Duración en Exceso de la precipitación “de”.	90

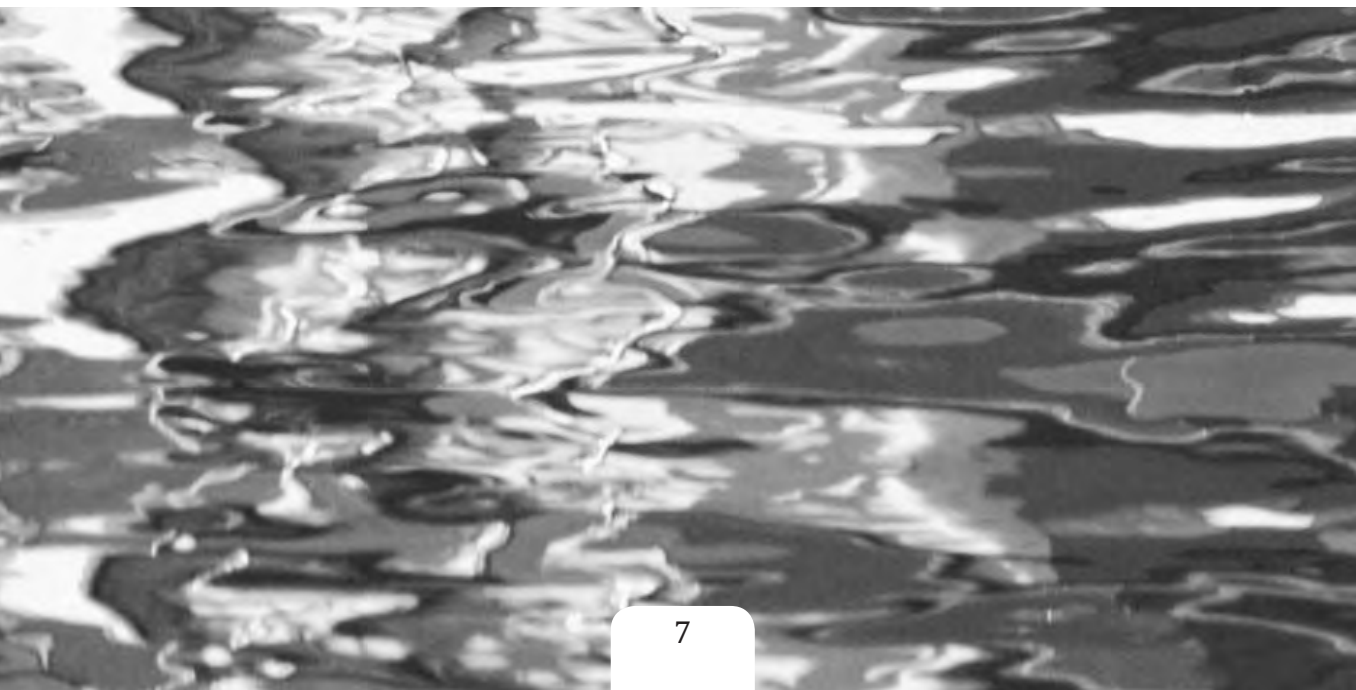
ÍNDICE DE CONTENIDO

UNIDAD IV. ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL E HIDROMETRÍA	93
4.1. Origen y tipos de escurrimientos	94
4.2. Factores que afectan el escurrimiento	95
4.3. Medición del escurrimiento (Aforo de corrientes).....	96
4.4. Métodos de aforo.....	97
4.5. El Hidrograma.....	106
4.5.1. Componentes del hidrograma	107
4.5.2. Factores que afectan la forma del hidrograma	109
4.5.3. El hidrograma unitario.....	110
4.5.3.1 Métodos de separación simplificada del flujo o caudal base.....	111
4.5.3.2. La importancia de la determinación de los caudales	112
4.5.4. Construcción del Hidrograma Unitario.....	112
4.6. Estimación de los Escurrimientos.....	115
4.6.1. Estimación del volumen medio	115
4.6.2. Método Racional y Racional modificado	117
4.6.3. Método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos.....	123
4.6.4. Método de huellas máximas	129
UNIDAD V: AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	135
5.1. Generalidades	136
5.2. El agua subterránea.....	138
5.2.1. Distribución del agua en el subsuelo	138
5.2.2. Condiciones para la existencia de las aguas subterráneas.....	140
5.2.3. Acuíferos	140
5.2.4. Producción específica, retención específica y porosidad efectiva; permeabilidad y transmisibilidad	142
5.2.5. Tipos de acuíferos	145
5.2.6. Comportamiento de los acuíferos	145
5.3. Principales acuíferos de la Región Pacífico y Norte Central de Nicaragua.....	146
BIBLIOGRAFÍA	150



UNIDAD I

Introducción a la Hidrología



1.1. Definición de hidrología y ciencias afines

La palabra hidrología etimológicamente proviene de las raíces griegas “hydor” que significa agua y “logos” estudio. Por tanto, simplemente podemos decir que la hidrología es la ciencia que estudia el agua.

Sin embargo, existe una definición, la más completa que se conoce hasta el momento, que dice que:

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

La hidrología para poder orientar su análisis, plantea la necesidad de otras disciplinas tales como: la meteorología y climatología, ecología, matemáticas y estadística, edafología, silvicultura, geología, hidroquímica, geografía, física y otras. Así también es auxiliada por la fointerpretación, la cartografía, la computación, etc.

La Meteorología y Climatología: permiten el análisis y procesamiento de datos meteorológicos y sobretodo aquellos que afectan el balance hidrológico como son las precipitaciones y evapotranspiración de una región determinada.

La Edafología y Geología: permite el estudio de los procesos de infiltración, percolación, susceptibilidad del suelo a la erosión, escorrentía superficial, etc.

Otras ciencias como la Botánica, Fisiología, Ecología vegetal, Silvicultura, para el estudio de Repoblaciones y Ordenación del bosque y del territorio, ya que la presencia de vegetación y su actividad es uno de los elementos que más afectan al ciclo del agua.

1.2. Objetivo de la hidrología

La hidrología tiene como objetivo fundamental la estimación del evento de diseño, cuando se proyecta la construcción de una obra hidráulica.

Es decir, puede ser la estimación de la avenida máxima para el vertedor de una presa o puede ser el caudal máximo que circula por un río para la instalación de un equipo de bombeo que se utilizará para el abastecimiento de agua en una población o la instalación de un sistema de regadíos.

Puede ser también la estimación de la precipitación máxima, que se desea conocer para el establecimiento de un determinado cultivo o para la construcción de un estanque para la siembra de peces, etc.

1.3. Los recursos hídricos en Nicaragua

Distribución del agua en el mundo. Según la FAO (1972), la distribución aproximada del agua en la hidrosfera es la siguiente:

TIPO DE AGUA	% DEL TOTAL DEL AGUA	% DE AGUA FRESCA
Total		
Salada	95	
Fresca	5	
Fresca		
Hielo en polos	4	80
Líquida	1	20
Fresca Líquida		
Subterránea	0.99	19.7
Lagos	0.001	0.02
En el suelo	0.002	0.04
Ríos	0.001	0.02
Atmosférica	0.001	0.02
Biológica	0.0005	0.001

Como puede apreciarse, tales cantidades se encuentran distribuidas de un modo desigual en el espacio y en el tiempo, además en movimientos permanentes, gracias al calor del sol y a la fuerza de gravedad.

En conclusión, sólo alrededor del 1% del total de agua en la hidrosfera está en forma que puede ser económicamente explotada de acuerdo a la actual tecnología y de esta agua utilizable el 99% está en el subsuelo.

1.3.1. Distribución y cuantía de los recursos hídricos en Nicaragua

En términos globales y a nivel nacional, Nicaragua dispone del agua suficiente para satisfacer todas sus necesidades presentes y futuras (doméstica, industrial y agrícola), lo que se refleja en una lámina equivalente de precipitación promedio anual estimada del orden de los 2100mm y una escorrentía superficial del orden de unos 4600 m³/s.

En cuanto a las aguas subterráneas, la disponibilidad total de los principales acuíferos estudiados en el país es de unos 2,254 MMC/año localizados principalmente en la región del pacífico, la cuenca de los lagos y los valles intermontanos de la región central.

1.3.1.1. Aguas superficiales

Nicaragua se divide en dos vertientes hidrográficas: la vertiente del Pacífico que representa el 9% del territorio nacional y la vertiente del Caribe que corresponde aproximadamente al 91% de la superficie total del país.

Los ríos de la vertiente del Pacífico son de corto recorrido, intermitentes, con régimen irregular y sus caudales de estiaje son muy reducidos. Los ríos de la vertiente del Caribe son de largo recorrido, de régimen caudaloso y perennes, por lo tanto muchos de ellos pueden ser navegables en su curso inferior.

Desde el punto de vista hidrográfico se ha dividido al país en 21 cuencas hidrográficas, ocho de las cuales drenan hacia el Océano Pacífico y trece hacia el Mar Caribe. La vertiente del Caribe se divide a su vez en dos Subvertientes, una cuyos ríos desaguan directamente al mar y otra cuyos ríos desembocan en lagos de Managua o Xolotlán y en el lago de Nicaragua o Cocibolca, para desaguar finalmente en el mar pero a través del río San Juan.

Para la identificación de las cuencas se ha usado el sistema de clasificación y codificación establecido por el Proyecto Hidrometeorológico Centroamericano (PHCA), el cual se presenta a continuación.



El sistema hidrográfico de éstas vertientes está compuesto de aproximadamente 94 ríos de importancia, de los cuales, 23 drenan hacia el mar caribe, 18 al océano pacífico y 53 hacia la cuenca de los lagos (45 hacia el Cocibolca y 8 hacia el Xolotlán).

Por otro lado además de los lagos naturales, existen cuatro lagos artificiales: Apanás, Asturias, La Virgen y Las Canoas. También existen unas 20 lagunas de origen volcánico entre ellas: Masaya, Apoyo, Xiloa, Tiscapa, Asososca, Apoyeque, etc.

1.3.1.2. Aguas subterráneas

Los depósitos o cuencas subterráneas de mayor importancia para el país, se ubican en la planicie de León-Chinandega, las Mesetas de Carazo. La recarga de estos acuíferos proviene en su mayoría de la infiltración de las aguas de lluvia. Se estima un total disponible en la región del Pacífico, Centro y Norte del país de aproximadamente 2254 MMC/año, de los cuales se están utilizando un 30% del potencial explorado.



**DISPONIBILIDAD Y EXTRACCIONES DE AGUAS SUBTERRÁNEAS
EN LOS PRINCIPALES ACUÍFEROS DEL PAÍS**

ACUÍFERO		DISPONIBILIDAD MMC/año	EXTRACCIONES MMC/año
1	León-Chinandega	528	100
2	León-Nagarote	349	142
3	Brasiles-Chiltepe	32	28
4	Valle de Sébaco	74	34
5	Tipitapa - Malacatoya	83	61
6	Managua-Granada	392	83
7	Estero Real	90	44
8	Nandaime-Rivas	170	35
9	Valle de Jalapa	91	---
10	Punta Huete	40	20
11	Sinecapa - Malpaisillo	80	20
12	Meseta de Carazo	75	---
13	Valle de Estelí	5	---
14	Valle de San Juan de Limay	5	---
15	Costa Pacífico Sur	40	---
16	Valle el Sauce	10	---
17	Costa Este del Lago	150	---
18	Valle de Ocotal	5	---
19	El Jícaro	5	---
20	Costa Atlántica	30	---
TOTAL		2,254	567

Fuente: Fenzl, N.,1989.

1.3.2. La Deforestación y consecuencias hidrológicas

La deforestación es una de las actividades que ha afectado significativamente el balance de las aguas, tanto en superficie como en el subsuelo al disminuirse la capacidad de infiltración del mismo.

Los problemas de la deforestación tienen un significado hidrológico preponderante, puesto que hay que mencionar que la disminución de los activos forestales se pueden sintetizar en la pérdida de miles de millones de hectáreas de bosques, lo cual implica un incremento de las áreas de suelo desprotegidas que incrementan la erosión tanto eólica como hídrica y por tanto la pérdida natural de la fertilidad de los suelos, que conlleva a la desertificación y la pérdida del patrimonio biológico.

Podemos mencionar algunos efectos negativos directos del agua por la mala planificación del uso del suelo, como son:

- Modificaciones en el régimen hidrológico total que provoca sequías o inundaciones, cambios del microclima y microclima (cambios climáticos), saturación de la tierra y peligros sanitarios.
- Empeoramiento de los recursos hídricos en calidad y cantidad, debido a un mal aprovechamiento de los bosques de vertientes y a la falta de conservación del suelo y su contaminación.
- El aumento de la erosión, de la salinización y acidificación, debido a una insuficiente ordenación de los recursos hidroforestales.
- La baja en el acceso al recurso hídrico para el consumo doméstico, agrícola e industrial.

En suma, el problema hidrológico forestal es en extremo grave, el grado de deterioro de los activos naturales ha provocado en los últimos años, severas inundaciones con daños económicos cuantiosos, inclusive con muchas pérdidas de vidas humanas y otros daños ambientales no evaluados en su justa dimensión, razón por la cual el campo de acción de la hidrología forestal cobra urgente atención, particularmente en su aspecto de restauración en los bosques de montaña que están siendo desmontados y cuyos escurrimientos incontrolados malogran aguas abajo lo que a su paso encuentran.



1.4. Ciclo hidrológico

El agua es uno de los elementos más importantes para la vida y para el desarrollo de los organismos. También todos los procesos geomorfológicos y edafológicos, que son las relaciones físicas que ocurren en la corteza terrestre y que dan lugar a la formación del suelo a partir de la roca, dependen de este elemento, los ciclos atmosféricos y la dinámica del “tiempo atmosférico” se manifiestan por medio del agua.

El agua se presenta en tres estados físicos: sólido (en forma de hielo), líquido y gaseoso (en forma de vapor). Las moléculas de agua pueden pasar de un estado a otro absorbiendo o liberando calor.

Pueden pasar del estado gaseoso al líquido por condensación; si las temperaturas son inferiores a 0°C pasan directamente al estado sólido por sublimación, produciéndose cristales de hielo. En el proceso de evaporación, las moléculas abandonan la superficie del agua líquida y se transforman en moléculas gaseosas. El cambio directo del estado sólido al gaseoso se denomina también sublimación. El agua puede pasar del estado sólido al líquido por fusión y del líquido al sólido por congelación.

Definición de ciclo hidrológico: es la interminable circulación que siguen las partículas de agua en cualquiera de sus tres estados físicos, cuya circulación se efectúa en forma natural, sufriendo transformaciones físicas.

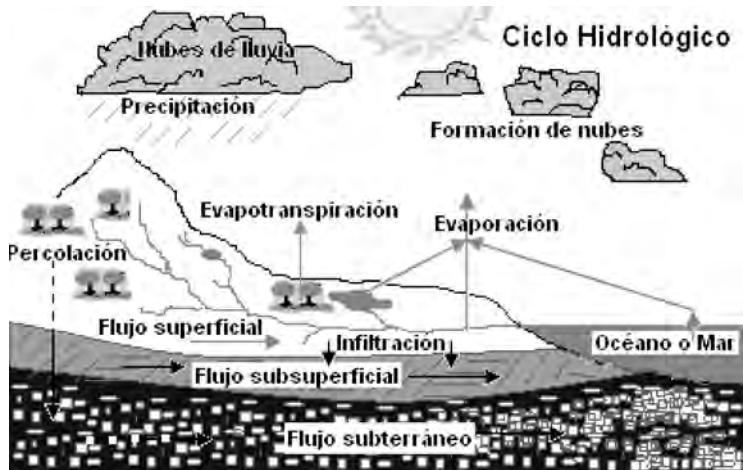
Dinámica del ciclo hidrológico: el ciclo hidrológico se lleva a cabo en tres estratos del sistema terrestre: la atmósfera, o sea la capa gaseosa que envuelve al globo terráqueo, la litosfera que corresponde a la porción sólida de la superficie del globo y la hidrosfera, formada por los cuerpos de agua que cubren parte de la superficie de la tierra.

A ciencia cierta no se sabe dónde se inicia el ciclo hidrológico, pero se considera que por ocupar los mares y océanos el 70% de la superficie terrestre, es ahí donde se inicia el ciclo, ya que la evaporación proveniente de ellos es mucho más alta que la de la tierra y la de algunas partes de la atmósfera.

El vapor de agua producto de la evaporación, se condensa en la atmósfera formando nubes, las que al reunir ciertas condiciones se precipitan llegando a la



superficie del suelo o los océanos. Parte del agua que precipita puede ser interceptada por las plantas, escurrir sobre la superficie de los suelos o infiltrarse al subsuelo; gran parte del agua interceptada, de la transpirada por las plantas y de la que escurre superficialmente, vuelve al aire al evaporarse. El agua infiltrada puede percolar a zonas profundas, almacenadas en acuíferos subterráneos, los cuales pueden aflorar como manantiales, agregándose a corrientes superficiales y llegar a los mares y océanos para ser evaporada cerrando así el ciclo del agua o ciclo hidrológico.



1.4.1. Fases o procesos del ciclo hidrológico

Los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico son: evaporación, condensación, precipitación, interceptación, infiltración, percolación, afloramiento, almacenamiento, escurrimiento, transpiración, y otros como convección adiabática, etc. También hay factores que intervienen en el ciclo hidrológico que son: temperatura, radiación, viento, contaminación y factores orográficos.

Evaporación: Es el paso del agua del estado líquido al estado de vapor, si este proceso se realiza en forma directa desde una superficie húmeda. Es un fenómeno por el cual el agua que se encuentra sobre la superficie terrestre o muy cercana a ella se evapora bajo el efecto de la radiación solar y el viento. El valor aumenta con la intensidad de la radiación y la temperatura del aire. También es de gran importancia la humedad relativa del aire; la fuerza de succión de vapor de la atmósfera (déficit de humedad) es directamente proporcional a la tasa de evaporación.

Con los vientos se remuevan permanentemente las masas de aire, desplazando de este modo la humedad acumulada en estas; por lo tanto, la velocidad del viento es otro elemento que incide sobre el proceso de la evaporación.

Condensación: Es el paso del agua de su estado de vapor a su estado líquido o sólido, mediante la reducción de su temperatura. El vapor de agua que se forma con la evaporación, sube y se transporta a la atmósfera en forma de nube hasta que se condensa.

Precipitación: Es la caída del agua en estado líquido (lluvia) o sólido (nieve y granizo) hacia la superficie terrestre. Es un fenómeno que sucede como producto de la condensación del vapor de agua.

Intercepción: Cantidad de agua que se retiene en las plantas y construcciones y puede evaporarse de nuevo.

Infiltración: Es el movimiento del agua a través de la superficie del suelo y hacia adentro del mismo, producido por la acción de fuerzas gravitacionales y capilares.

Percolación: Es el flujo de agua en zonas muy profundas del suelo, se almacena como agua subterránea y aflora en manantiales, ríos o el mar, a esto se le conoce también como flujo subterráneo.

Escorrentía o escurrimiento: Es la parte de la precipitación que fluye por la superficie del terreno con cauce definido o en el interior del mismo.

Escurrimiento superficial o flujo superficial: Es el flujo de agua sobre la superficie del terreno sin un cauce definido, que corre en todas direcciones. El escurrimiento superficial, viaja por la superficie del terreno hacia los cauces durante y después de ocurrida la precipitación y está determinado por las propiedades hidrofísicas de los suelos.

Escurrimiento subsuperficial o flujo subsuperficial: Es la parte de la precipitación infiltrada que no ha pasado al nivel freático y que reaparece como flujo a través de canales de corrientes, el cual circula paralelo a la superficie del suelo. Su movimiento es más lento que el superficial por lo que tarda más en llegar al cauce. La cantidad de escurrimiento subsuperficial depende de las condiciones geológicas de la zona, las que pueden obligar al flujo a que aflore antes de llegar al cauce y seguir por la superficie del terreno o bien a que se agregue al escurrimiento subterráneo.

El escurrimiento subterráneo o flujo subterráneo: Es el producto de la lluvia que se infiltra hasta llegar a los niveles freáticos y viaja por este camino hasta enriquecer las corrientes superficiales, su movimiento es más lento que los dos escurrimientos anteriores.

1.4.2. Pérdidas de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera

Poder Evaporativo de la atmósfera: A pesar de todas sus leyes de conservación la naturaleza puede, en algunas oportunidades, ser considerablemente ineficiente, o al menos así nos parece al considerar la forma en que las plantas extraen agua del suelo en cantidades que superan con mucho sus necesidades metabólicas.

En climas áridos las plantas consumen cientos de toneladas de agua por cada tonelada de crecimiento vegetativo.

Esto quiere decir que las plantas inevitablemente transmiten hacia la atmósfera la mayor parte (más del 90%) del agua que extraen del suelo. El consumo de agua por parte de las plantas, proceso llamado transpiración, no es necesariamente el resultado de la actividad vital de éstas. En realidad las plantas pueden vivir en una atmósfera saturada, con requerimiento de muy poca transpiración.

La transpiración está causada, más que por el crecimiento de los vegetales, por un gradiente de presión entre las hojas y la atmósfera que las rodea. En otras palabras: una vez absorbida por las raíces, el agua del suelo abandona la planta a través de las hojas como resultado de la demanda evaporativa de la atmósfera.

Para crecer satisfactoriamente las plantas deben alcanzar tal economía de agua que la demanda a la que están sujetas sea balanceada con la oferta disponible. El problema reside en que la demanda evaporativa de la atmósfera es casi continua, mientras que la lluvia o el riego ocurren ocasionalmente en forma irregular para sobrevivir durante los períodos secos entre lluvias o entre riegos, la planta debe estar capacitada para hacer uso del agua contenida y retenida en el espacio poroso del suelo. Además las plantas están sujetas a la radiación del sol, la acción del viento y al déficit de saturación de vapor de agua, o sea a las condiciones meteorológicas externas que le imponen la necesidad de transpirar incesantemente.



Transpiración: Es un proceso fisiológico originado, desde el punto de vista físico, por la diferencia entre la concentración del vapor de agua en la superficie foliar (o en el interior de la hoja) y la concentración en la atmósfera circundante, es el agua que se despiden en forma de vapor de las hojas de las plantas. Esta agua es tomada por las plantas, naturalmente del suelo

Factores que determinan la transpiración:

- El poder evaporante de la atmósfera, determinado por la radiación solar, la temperatura del aire, el déficit de humedad del aire y la velocidad del viento, que actúa a la vez directa o indirectamente sobre la abertura de los estomas.
- Las particularidades biológicas de la planta, especie, variedad y fase de su desarrollo.
- La humedad presente en el suelo dentro de la zona del sistema radicular.

El poder de extracción de las raíces disminuye cuando baja la humedad en el suelo, hasta que se alcanza la humedad correspondiente al coeficiente de marchites, en que las raíces ya no son capaces de extraer el agua que queda en el suelo.

Cuando las condiciones de sequía son extremas, las plantas cierran sus estomas y, finalmente, se desprenden de sus hojas para evitar, de esta manera la deshidratación.

Evapotranspiración: La evapotranspiración, es la cantidad de agua utilizada por las plantas para realizar sus funciones de transpiración, más el agua que se evapora de la superficie del suelo en el cual se desarrolla.

El uso consuntivo: Está formado por la evapotranspiración más el agua que utilizan las plantas en la formación de sus tejidos durante todo el ciclo vegetativo de los cultivos, uno por ciento del agua total utilizada, aproximadamente.

La diferencia de los dos términos es más bien de tipo académico, porque el error que se comete cae dentro del rango normal de las mediciones (error de medición).



Factores que afectan la Evapotranspiración

- *Hídricos*: Calidad y disponibilidad del agua de riego, método de riego, eficiencia en el riego, drenaje.
- *Edáficos*: Propiedades física y química del suelo como textura, estructura, materia orgánica, salinidad, profundidad, fertilidad, estratificación, etc.
- *Vegetales*: Variedad, especie, ciclo vegetativo, edad, características morfológicas de los estomas.
- *Climáticos*: Temperatura húmeda relativa, precipitación, viento, radiación solar.

Evapotranspiración Potencial (ETP): Cuando no existe ninguna restricción a la evapotranspiración, se habla de ETP, término que ha sido muy discutido y después de varias modificaciones, se concibe como la evapotranspiración de una superficie extensa cubierta de hierba verde (gramíneas) de 8 a 15 cm de altura, en fase activa de crecimiento que cubre completamente el suelo, en el que, en todo momento, existe la humedad suficiente para su uso máximo por esas plantas. La ETP representa la “demanda climática” y depende, ante todo, de las condiciones meteorológicas de cada lugar. También se le denomina evapotranspiración de referencia.

Evapotranspiración máxima (ETM): La ETM es el valor máximo de evapotranspiración de un cultivo u otra vegetación determinada en un estado vegetativo definido, y con una disponibilidad de humedad en el suelo suficiente para el uso máximo por las plantas; se denomina también necesidad de agua del cultivo o vegetación. Se puede usar coeficientes de cultivo (K_c) para relacionar la ETP con la ETM ($ETM = K_c \cdot ETP$). El K_c , varía con cada cultivo y su etapa de desarrollo.

Evapotranspiración real (ETR): La ETR se define como la evapotranspiración de un cultivo u otra vegetación bajo las condiciones ambientales existentes. Ello indica que el suministro de agua puede estar limitado por restricciones de carácter físico (por ejemplo la regulación estomática), lo cual reduce la transpiración con respecto al valor que ésta podría alcanzar en ausencia de la restricción. La ETR siempre es menor o igual que la ETM. Solo en casos excepcionales, en los trópicos húmedos y muy húmedos, es decir, allí donde la precipitación excede al consumo, los valores de la ETR alcanzan casi los valores de la ETM.

Métodos para estimar la evapotranspiración:

A. Métodos Directos: Permiten obtener directamente el total de agua requerida utilizando instrumentos y aparatos para la determinación. Con ellos se obtienen valores muy apegados a la realidad y sirven para ajustar los parámetros de los métodos empíricos, entre ellos podemos destacar:

Método Gravimétrico. Se basa en la obtención del contenido de humedad a muestras de suelo tomadas a una profundidad semejante a la de las raíces y a lo largo del ciclo vegetativo.

Método del Lisímetro. Este método consiste en estimar la evapotranspiración por procedimientos de medición de pérdida de agua, en recipientes que se llenan de suelo y se siembran con el cultivo en cuestión.

El Lisímetro, se define como una estructura que contiene una masa de suelo y está diseñada de tal forma que permita la medida del agua que drena a través del perfil del suelo. En relación al sistema de medición los lisímetros se clasifican en: Lisímetros de drenaje, Lisímetros de Pesada y Lisímetro de compensación.

Lisímetro de drenaje: Sirven para medir diariamente los volúmenes agregados y los drenados y por diferencia se obtiene el evapotranspiración que dividido por la superficie da la evapotranspiración en láminas por unidad de tiempo.

Lisímetro de Pesada: El consumo de agua por evapotranspiración se determina pesando diariamente el conjunto del suelo, planta, agua y aparato y por diferencia de pesados se obtiene el valor consumido. Estos pueden ser mecánicos, hidráulicos, electrónicos y combinados.

B. Métodos Indirectos: Estos se basan en fórmulas empíricas y estiman el consumo de agua a través del ciclo vegetativo. Lo que permite la estimación de la ETP y luego se realizan los ajustes para obtener coeficientes en la zona para cada cultivo, entre ellos podemos destacar:

Método de Thorntwaite: Este método es más o menos aceptable en regiones húmedas y solamente utiliza como parámetros la temperatura y el número de horas luz media mensual.

Su expresión general es:

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10T}{I} \right)^a$$

Donde:

$$I = \sum i ; i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

ETP = evaporación potencial no ajustada para meses de 30 días de 12 horas luz (mm).

T = temperatura media mensual (°C).

I = índice anual de calor (o temperatura) anual.

a = constante que depende del lugar y que es función del índice de eficiencia anual de temperatura, cuyo valor es:

$$a = 0.000000675 I^3 - 0.0000771 I^2 + 0.017925 I + 0.49239$$

i = índice de calor mensual que depende de la temperatura.

Luego se debe efectuar una corrección según el número de días del mes y el número de horas de sol dada la latitud del lugar.

Método de Blaney-Criddle: Este método considera los parámetros de temperatura, el porcentaje de horas luz, la humedad relativa y el viento. Es adecuado para zonas áridas y semi áridas y para periodos que no sean inferiores a un mes.

Harry F. Blaney y Wayne D. Criddle lograron perfeccionar su fórmula en el oeste de los Estados Unidos, donde haciendo intervenir la temperatura media mensual y el porcentaje de horas-luz, así como un coeficiente que depende del cultivo se puede estimar el uso consuntivo (*U. C.*)

$$U. C. = K * F$$

Donde:

U. C. = uso consuntivo o evapotranspiración real (cm).

K = coeficiente de ajuste que depende de varios factores entre ellos, el tipo de cultivo, de la humedad a la que está sujeta al suelo.

$$F = \sum_l^n f \qquad f = p \left(\frac{T + 17.8}{21.8} \right)$$

Donde:

n = número de meses que cubre el ciclo vegetativo del cultivo.

f = factor climático.

T = temperatura media mensual (°C).

p = porcentaje de horas-luz del mes, con respecto al total anual.

Método de Penman modificado por la FAO: Estima el uso consuntivo del cultivo de referencia (pasto o grama) y predice la ETP, no solamente en las regiones frías y húmedas, sino también, en las zonas calientes y áridas. Utiliza parámetros como son la temperatura, el viento diurno y nocturno, humedad relativa y radiación solar.

Estos métodos de estimación de la evapotranspiración, el estudiante puede ampliar sus conocimientos auxiliándose de otros textos de Hidrología o bien en textos de Riego y Drenaje los que abordan ampliamente dicho tema.

Otras formas de pérdidas de agua: Al tratar sobre el ciclo hidrológico se dijo que la precipitación es una etapa de él, durante la cual, el agua que en forma de vapor se encuentra en las nubes ya condensadas, cae a la superficie de la tierra; al llegar a la superficie no toda el agua quedaba almacenada en el suelo, sino que, una parte de ella se pierde, según la ecuación del balance hidrológico por escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial y por escurrimiento subterráneo ó pérdidas por percolación profunda.

1.4.3. Balance hidrológico

El balance hidrológico es la evaluación cuantitativa de la economía hídrica en un lugar y tiempo determinado. Permite establecer cuantitativamente los recursos de agua existentes y, por tanto, planificar su utilización tanto para la agricultura como para los otros diversos usos que el hombre hace de ella.

En forma resumida y general, el balance hidrológico puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Variación en el almacenamiento} = \text{Agua que entra en un sistema} - \text{Agua que sale del sistema}$$

Este balance se puede establecer para diferentes períodos (días, semanas, meses, estaciones o años) y puede cubrir diferentes extensiones territoriales, tales como una parcela, la cuenca de un río, un país o un continente. El balance puede aplicarse a su vez a un sistema completo; por ejemplo, al sistema atmosférico o sólo a una parte de un sistema; por ejemplo, el balance de agua en el suelo cultivado. Con el fin de calcularlo, es necesario realizar un análisis de las entradas y de las salidas del sistema.

Por ejemplo al realizar el balance hidrológico de un lago es necesario conocer las entradas o aportes al lago (lluvia y ríos que lo alimentan) y sus egresos o pérdidas (desagües y ríos que se alimentan de él, y las pérdidas por evaporación). Para calcular el balance entre entradas y salidas se pueden hacer mediciones o aplicar diferentes fórmulas que representen las diversas fracciones del agua total del sistema.

Las fórmulas de cálculo del balance hidrológico se basan en el principio de conservación de masa, según el cual las variaciones de un volumen de agua cualquiera en un momento dado deben reflejar la diferencia entre las entradas y salidas de agua a dicho volumen. Por lo tanto, es necesario medir el agua y los flujos de entrada y salida.

Componentes del balance hídrico en un terreno cultivado

La variación de la humedad en un terreno cultivado puede estudiarse aplicando una ecuación de balance en los diferentes períodos, identificando los componentes de sus ingresos y egresos.

En esta ecuación los elementos del ingreso son:

- La parte efectiva de las precipitaciones durante el período observado (P_e).
- Ingresos en la capa activa por capilaridad en los casos de un alto manto freático (I_c).
- Ingresos de humedad por aumento de la profundidad explorada por el sistema radicular (I_{ca}).
- Ingresos por suministro artificial de agua (R).



Por otro lado los egresos considerados en la ecuación son:

- La evaporación de la superficie del suelo (E).
- La transpiración de las plantas (T).
- El escurrimiento superficial de la superficie del suelo (Es).
- El escurrimiento sub-superficial en lo interno de la primera capa del suelo (Ess).
- Las pérdidas por percolación profunda (Pp).

Durante un período Δt el aumento o disminución de la humedad en el suelo $\pm \Delta H$ (variación de humedad) será la diferencia entre los ingresos y egresos por lo que:

$$\pm \Delta H = Pe + Ic + Ica + R - E - T - Es - Ess - Pp \text{ (ecuación general del balance).}$$

Por razones prácticas y además por la carencia de métodos para la medición y estimación de algunos parámetros de la ecuación, ésta puede ser simplificada de la siguiente manera.

$$\pm \Delta H = Pe + Ica + R - E - T.$$

Como se mencionó anteriormente, la suma de la evaporación y la transpiración se le denomina Evapotranspiración (ET) y se estudiará como un todo debido a las dificultades que presenta el estudio por separado de la transpiración de las plantas; por lo tanto podemos expresar nuevamente la ecuación de la siguiente manera:

$$\pm \Delta H = Pe + Ica + R - ET.$$

Si al comienzo de un período la humedad en el suelo es H_c y al final H_f , puede escribirse:

$$H_f = H_c \pm \Delta H \text{ ó } H_f = H_c + Pe + Ica + R - ET.$$

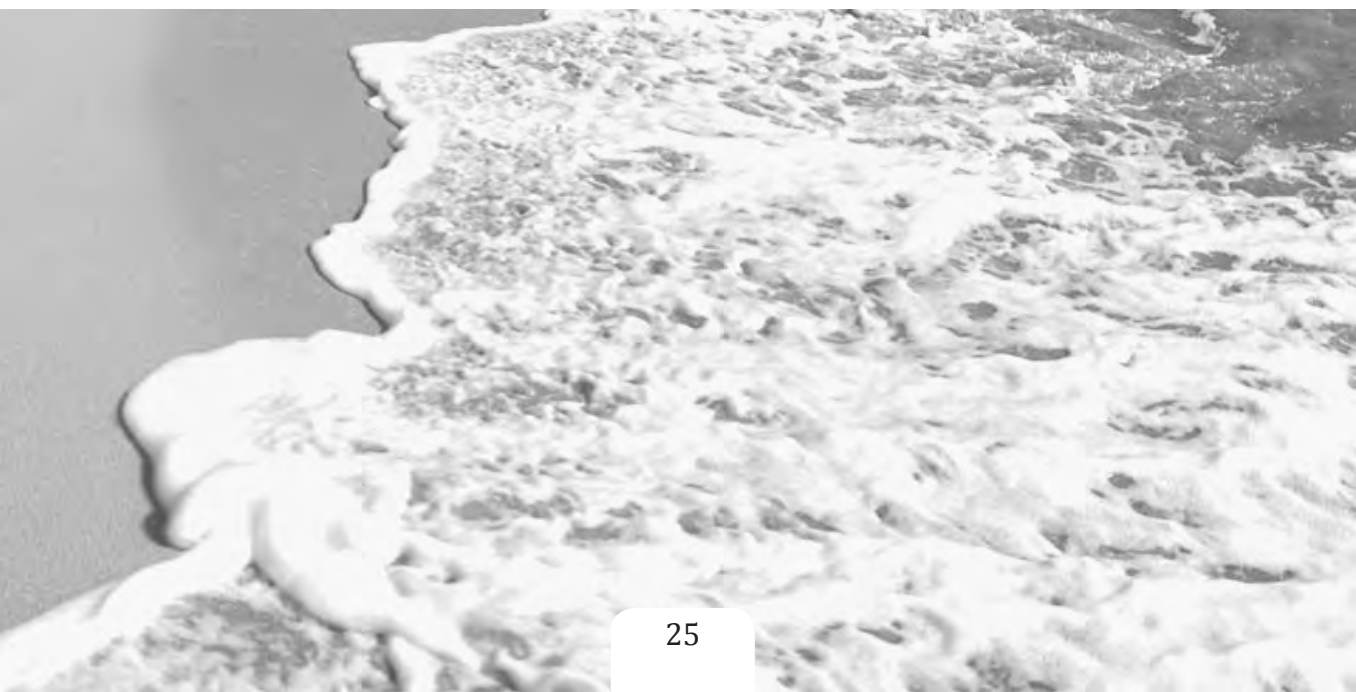
Cabe señalar que esta última ecuación es la fundamental del régimen de riego de un cultivo.





UNIDAD II

La Cuenca Hidrográfica



2.1. Introducción

Toda unidad de tierra por pequeña que sea, está dentro de una cuenca hidrográfica y a esta podemos de manera general, definirla como un área surcada por un sistema de corrientes formados por los escurrimientos producto de la precipitación que fluye hacia un cauce común, obedeciendo a las variaciones topográficas del terreno. Esta es por lo tanto el área de captación y conducción de la precipitación, siendo el agua el elemento integrador.

La cuenca está delimitada por los puntos de mayor elevación altitudinal que constituyen fronteras entre cuencas y subcuencas contiguas. A la unión de dichos puntos se le conoce como parteaguas y reúne en un punto de salida el drenaje de las aguas que pueden formar grande ríos, arroyos o simples corrientes efímeras.

La elevación media es una característica fisiográfica de la cuenca que está relacionada con la temperatura y la precipitación, a su vez la variación de la temperatura influye en la variación de pérdidas de agua por evaporación, por esta razón en hidrología se utiliza como parámetro representativo.

La pendiente de una cuenca constituye una característica importante que expresa el relevo de la misma, la cual condiciona la velocidad del escurrimiento superficial y subterráneo y en un momento dado, predice la erosión que éste produce en función del uso y manejo que se puede dar al suelo de sus vertientes.

Cabe destacar que las partes constitutivas de una cuenca son:

- El parteaguas.
- Sus vertientes.
- Su valle o cuenca baja.
- Su red de avenamiento o de drenaje.

Las cuencas hidrográficas pueden clasificarse, según Gravellius y sucesores, en tres grupos:

- a. Cuenca Principal: Es aquella en que el cuerpo principal de agua desemboca directamente al océano.



- b. Subcuenca: Es aquella que tributa hacia otra cuenca. La de primer orden tributa hacia una cuenca principal, la de segundo hacia una subcuenca y así sucesivamente.
- c. Microcuenca: Es una cuenca o subcuenca de tamaño reducido.

A todas las cuencas anteriores, sin importar su clasificación, se les denomina en términos generales como “cuenca hidrográfica”. En el caso de las microcuencas, éstas toman su nombre en razón de su tamaño.

Se entiende por “**cuenca hidrográfica**” la porción de territorio drenada por un único sistema de drenaje natural. Una cuenca hidrográfica se define por la sección del río al cual se hace referencia y es delimitada por la línea de las cumbres, también llamada «divisor de aguas o parteaguas.

Una **cuenca** es una depresión en la superficie de la tierra, un valle rodeado de alturas.

La “Cuenca hidrográfica” tiene un sentido más amplio, siendo una parte de la superficie terrestre cuyas aguas fluyen hacia un mismo río o lago. La suma de las cuencas hidrográficas de todos los ríos que desembocan en un mismo mar constituye la vertiente de dicho mar. Y la suma de las cuencas hidrográficas de todos los afluentes de un río constituye la cuenca de dicho río. Se llaman divisorias, (divisorias de aguas o divisorias de vertientes), a las líneas de separación que se pueden trazar entre cuencas hidrográficas o vertientes adyacentes y suelen coincidir con crestas montañosas, en las que cada lado conduce sus aguas hacia cauces, cuencas o mares distintos.

En la concepción moderna del manejo de políticas territoriales, la cuenca hidrográfica es considerada, cada vez más, como la unidad natural para el uso racional de los recursos naturales en general y los recursos hídricos en particular. Las cuencas hidrográficas son algo más que sólo áreas de desagüe en o alrededor de nuestras comunidades. Son necesarias para dar apoyo al hábitat para plantas y animales, y proporcionan agua potable para las personas y la vida silvestre. También nos proporcionan la oportunidad para divertirnos y disfrutar de la naturaleza.



La protección de los recursos naturales en nuestra cuenca hidrográfica es esencial para mantener la salud y el bienestar de todos los seres vivos, tanto ahora como en el futuro.

2.2. Definición e importancia del concepto de cuenca hidrográfica

Así como el ciclo hidrológico es el concepto fundamental de la hidrología, la cuenca hidrográfica es la unidad básica de estudio, la cual se define de la siguiente manera:

“Es la zona del terreno en la que el agua, los sedimentos y los materiales disueltos drenan hacia un punto común de salida”.

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

Cuenca Hidrográfica. Unidad natural definida por la existencia de la divisoria de las aguas en un territorio dado. Las cuencas hidrográficas son unidades morfográficas superficiales. Sus límites quedan establecidos por la divisoria geográfica principal de las aguas de las precipitaciones; también conocido como “parteaguas”. El parteaguas, teóricamente, es una línea imaginaria que une los puntos de máximo valor de altura relativo entre dos laderas adyacentes pero de exposición opuesta; desde la parte más alta de la cuenca hasta su punto de emisión, en la zona hipsométricamente más baja. Al interior de las cuencas se pueden delimitar subcuencas o cuencas de orden inferior. Las divisorias que delimitan las subcuencas se conocen como parteaguas secundarios.

Cuenca Hidrológica. La definición de cuenca hidrológica es más integral que la de cuenca hidrográfica. Las cuencas hidrológicas son unidades morfológicas integrales y además de incluir todo el concepto de cuenca hidrográfica, abarcan en su contenido, toda la estructura hidrogeológica subterránea del acuífero como un todo.

Tanto las cuencas hidrográficas como las hidrológicas se pueden subdividir en tres zonas de funcionamiento hídrico principales:



Zona de cabecera: En las cuencas hidrográficas, garantizan la captación inicial de las aguas y el suministro de las mismas a las zonas inferiores durante todo el año.

Los procesos en las partes altas de la cuenca invariablemente tienen repercusiones en la parte baja dado el flujo unidireccional del agua, y por lo tanto toda la cuenca se debe administrar como una sola unidad. En este contexto, los bosques en las cabeceras de las cuencas cubren una importante función reguladora ya que controlan la cantidad y temporalidad del flujo del agua, y protegen a los suelos de ser erosionados por el agua con la consecuente sedimentación y degradación de los ríos, y la pérdida de fertilidad en las laderas.

Zona de captación y transporte: Las vertientes son las áreas de captación y se constituyen como las zonas más estratégicas de la cuenca, dado que en ellas la susceptibilidad del fenómeno de la erosión es altamente significativo, y el mantenimiento de una cubierta vegetal protectora de calidad, es definitivamente indispensable para el equilibrio de los valles. Por lo que la prosperidad de la región hidrológica dependerá en principio de la adecuada planificación del uso de las vertientes.

El valle o cuenca baja, es la zona de menor altitud y donde generalmente se encuentran los cultivos agrícolas y los asentamientos humanos, aquí la conjunción de las corrientes tributarias han formado un río o arroyo de regular caudal y divaga en las planicies de leve pendiente. En esta zona es difícil diferenciar los límites de una cuenca y otra, porque los parteagua son difusos. Con fin hidrológico forestal, estas porciones de terreno carecen de interés, sin embargo su florecimiento y desarrollo depende de la calidad y cuantía de humedad que reciban de las zonas captantes de mayor altitud como se mencionó anteriormente.

Si el manejo de las tierras altas no es adecuado, en el valle habrá inundaciones en la estación de lluvias y el agua en altos volúmenes será incontrolable en su camino hacia el mar o bien, azolará rápidamente un embalse disminuyendo las posibilidades de las tierras dependientes aguas abajo, además del abatimiento de los mantos acuíferos subterráneos por la reducción de su recarga.

Zonas de emisión de los acuíferos: Las lagunas costeras regulan el funcionamiento de los ecosistemas marinos adyacentes. Los manglares están considerados





entre los ecosistemas más productivos y la actividad socioeconómica asociada a los mismos abarca actividades forestales, pesqueras, turístico-recreativas y otras.

Funciones de la Cuenca

Los procesos de los ecosistemas que describen el intercambio de materia y flujo de energía a través de la vinculación de los elementos estructurales del ecosistema pueden ser vistos como un sistema.

Dentro de la cuenca, se tienen los componentes hidrológicos, ecológicos, ambientales y socioeconómicos, cuyas funciones a continuación se describen:

Función Hidrológica

1. Captación de agua de las diferentes fuentes de precipitación para formar el escurrimiento de manantiales, ríos y arroyos.
2. Almacenamiento del agua en sus diferentes formas y tiempos de duración.
3. Descarga del agua como escurrimiento.

Función Ecológica

1. Provee diversidad de sitios y rutas a lo largo de la cual se llevan a cabo interacciones entre las características de calidad física y química del agua.
2. Provee de hábitat para la flora y fauna que constituyen los elementos biológicos del ecosistema y tienen interacciones entre las características físicas y biológicas del agua.

Función Ambiental

1. Constituyen sumideros de CO₂.
2. Alberga bancos de germoplasma.
3. Regula la recarga hídrica y los ciclos biogeoquímicos.
4. Conserva la biodiversidad.
5. Mantiene la integridad y la diversidad de los suelos

Función Socioeconómica

1. Suministra recursos naturales para el desarrollo de actividades productivas que dan sustento a la población.
2. Provee de un espacio para el desarrollo social y cultural de la sociedad.

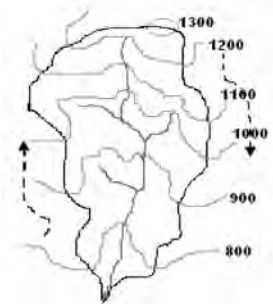
Delimitación del parteaguas de una cuenca

La cuenca está delimitada por una línea imaginaria llamada parteaguas, que es el lugar geométrico de todos los puntos de mayor nivel topográfico que divide el escurrimiento entre cuencas adyacentes.



Para el trazado del parteaguas se deben de considerar las siguientes normas:

1. La línea divisoria corta ortogonalmente a las curvas de nivel.
2. Cuando la divisoria va aumentando su altitud, corta a las curvas de nivel por su parte convexa.
3. Cuando la divisoria va disminuyendo su altitud, corta a las curvas de nivel por su parte cóncava.
4. Si cortamos el terreno por un plano normal a la divisoria, el punto de intersección entre ésta y las curvas de nivel, ha de ser el punto de mayor elevación del terreno.
5. Como comprobación la línea divisoria nunca debe de cortar un río, arroyo o vaguada, excepto en el punto del que queremos obtener su divisoria que abarca el área de estudio.



Las escalas de los planos utilizadas para el trazo del parteaguas de una cuenca, en orden de magnitud y en función de su superficie son:

Área (km ²)	Escala
1	1:5,000
100	1:10,000
1,000	1:25,000
5,000	1:50,000
10,000	1:100,000
25,000	1:200,000
>25,000	1:500,000

Estudios considerados en el análisis de una cuenca

La cuenca como unidad hidrográfica, debe ser estudiada en diferentes aspectos, ya que no basta especificar su delimitación topográfica, su extensión y forma, sino que es necesario efectuar una caracterización integral que permita definir lo que técnicamente es posible realizar en ella, desde el punto de vista de las prácticas de uso del suelo para definir las prescripciones más adecuadas en la administración de los recursos naturales contenidos, para lo cual el agua se convierte en el elemento integrador del estudio.

Con un interés práctico, cuatro aspectos deben de analizarse en un principio:

- A. Régimen climático.** Es necesario hacer una exhaustiva colección de datos de las estadísticas climáticas en los sensores existentes, representativos de las condiciones prevalecientes dentro del parteaguas establecido. Esto es, a cantidad media de precipitación y su distribución temporal, de la temperatura y la evaporación que nos permitan realizar un efectivo balance de humedad y otras variables ambientales.
- B. Cobertura vegetal y uso del suelo.** La existencia de vegetación nativa en cuanto a su tipo y densidad, sea ésta arbórea, arbustiva, herbácea, perennifolia o caducifolia, es un aspecto de primera importancia, ya que de ella y sus prácticas dependerá cuantitativamente la existencia de la corriente de agua en cuanto a volumen y calidad, por lo que el uso del suelo

debe de ser reconocido en sus dimensiones adecuadas, y aquí la aplicación de la fotografía aérea se constituye como la herramienta indispensable para su determinación y mapeo.

C. Levantamiento de suelo. Es un estudio y descripción sistemática del recurso suelo en sus condiciones externas (superficie) e internas (perfil). El agua es una de los componentes más variables en el suelo. Diferentes condiciones topográficas, exposiciones y texturas, contienen diferentes propiedades para captar humedad o producir escurrimientos. Por otra parte, el estudio del suelo necesita ser representado sobre planos que muestren objetivamente sus características fundamentales.

D. Caracterización física e hidrológica. Una vez definido el parteaguas de la cuenca es necesario conocer su fisiografía; su altura y pendiente promedio. Igualmente se jerarquizan sus relaciones de drenaje, para saber como se distribuye la red de avenamiento a lo largo y ancho de la cuenca.

2.3. Características de la cuenca

La caracterización de una cuenca se inicia con la localización geográfica de la cuenca, presentándose en el plano maestro las coordenadas geográficas que indiquen claramente su posición. Deben de representarse detalles importantes como son cerros o valles que permitan darse una idea general del conjunto y quedar claramente marcados el sitio de origen de los afluentes o quebradas, que sirven de tributarios al río principal y delimitar el área de la cuenca hasta el sitio donde tenga interés el estudio propuesto.

2.3.1. Físicas

- Características geológicas
- Tipo de suelo
- Cobertura vegetal

- *Características geológicas*

Las características geológicas de los materiales que forman el suelo determinan en un alto grado su permeabilidad lo que a su vez afecta el escurrimiento.



- *Tipo de suelo*

Es evidente el papel importante que juega el suelo en la cubierta vegetal, siendo por tanto necesario su conocimiento tanto para establecer un mejor aprovechamiento como para evitar deterioros irreversibles de la misma o la aparición de fenómenos perjudiciales derivados de su uso inadecuado, y que toda ordenación agrohidrológica trata de evitar o corregir. La consideración del suelo en la ordenación agrohidrológica se basa en el conocimiento de las propiedades que intervienen en la estabilidad del suelo y en la gestión de los recursos hídricos y los otros recursos naturales.

El suelo es un material complejo en el que aparecen tres fases: sólido, agua y gas. La fase sólida esta formada de material mineral y sustancias orgánicas. El agua interviene en la constitución de las rocas y de los minerales, siendo el aire y el vapor de agua los principales gases que aparecen.

- *Cobertura vegetal*

La influencia de la cobertura vegetal en las diferentes fases del ciclo hidrológico difiere de un tipo a otro aun en igualdad de condiciones edáficas y de pendiente.

En la cuenca suele haber diferentes tipos de uso del suelo. La vegetación forestal influye en la cantidad de agua interceptada, en la infiltración y en el escurrimiento superficial y subterráneo para el mantenimiento de la corriente en la estación seca.

La ausencia de cobertura vegetal en las vertientes de la cuenca indica las medidas preventivas y de restauración necesaria que se deben tomar para evitar la formación de torrentes por una excesiva erosión hídrica. El manejo de la cobertura vegetal es muy importante para minimizar la tasa de escorrentía y el arrastre de sedimentos por unidad de superficie. La principal función del bosque, como protección contra inundaciones, es la de prevenir desprendimientos de tierra y mantener el sedimento grueso y otros restos fuera de la corriente, estos materiales con frecuencia obstaculizan los cauces y elevan los niveles de crecidas del río. Una de las grandes ventajas de los bosques, en comparación con otros tipos de vegetación es la presencia de una capa protectora del suelo, compuesta por el mantillo, la que permite la infiltración del agua y regula su

percolación a capas profundas del suelo, aún en pendientes fuertes, previniendo la acumulación superficial de la misma y la acción erosiva.

2.3.2. Morfológicas

Características morfológicas de la cuenca hidrográfica

El ciclo hidrológico, visto al nivel de una cuenca, se puede esquematizar como un estímulo, constituido por la precipitación, al que la cuenca responde mediante el escurrimiento en su salida. Entre el estímulo y la respuesta ocurren, dentro de la cuenca, varios fenómenos que modifican dicha respuesta. Estos fenómenos en gran parte están controlados por las características geomorfológicas de la cuenca.

Los parámetros morfológicos intentan reflejar las características de la cuenca en cuanto a su forma y la influencia en la respuesta a las precipitaciones. Se deduce a partir de la cartografía y se incluyen en los proyectos hidrológicos forestales.

La morfología de la cuenca queda definida por tres tipos de parámetros:

- 1. Parámetros de forma (A. Tamaño de la cuenca, B. Forma de la cuenca)**
- 2. Parámetros de relieve (C. Elevación y D. Pendiente media de la cuenca)**
- 3. Parámetros relativos a la red de drenaje. (E. Red o Sistema de drenaje)**

1. Parámetros de forma (A. Tamaño de la cuenca, B. Forma de la cuenca)

A. Tamaño de la cuenca.

Este indica la superficie del área drenada que cubre el perímetro de la cuenca y generalmente se indica en km^2 (kilómetros cuadrados) o bien en las (hectáreas) cuando las cuencas son pequeñas.

Para estimar el tamaño de la cuenca o área de drenaje, se puede hacer uso de fotografías aéreas, planos topográficos, planos regionales o por medio de la estimación directa en el campo. En estos planos se delimita la línea que define el parteaguas de la cuenca y posteriormente por medio del planímetro u otro

método se obtiene la superficie del área en estudio. Cuando no se cuenta con planos, se pueden hacer recorridos de campo para definir la línea del parteaguas y con mediciones gruesas se estima el área de la cuenca.

El tamaño de la cuenca es una característica que influye en el escurrimiento superficial, ya que al incrementarse el tamaño se aumenta el volumen escurrido y los escurrimientos máximos.

Las cuencas por su tamaño se les puede clasificar como:

Carácter	Área (km ²)
Pequeñas	< de 50
Medianas	de 50 a 150
Grandes	> de 150

B. Forma de la cuenca.

Esta característica tiene fundamental importancia en la cantidad de escorrentía para una misma área y una misma intensidad de lluvia, dado que una cuenca pequeña y redondeada, tenderá a concentrar con mayor rapidez sus escurrimientos, en contra de una alargada que tardará más tiempo en llevarlos a su punto de salida.

Las cuencas pequeñas y redondas suelen ocasionar inundaciones, sobre todo si presentan fuertes pendientes que les imprima gran velocidad a las aguas.

El caudal de salida depende directamente de la forma de la hoya, la cual puede expresarse por un factor “K” adimensional, llamado índice de compacidad o coeficiente de Gravelius y que se expresa como:

$$K = 0.28P/A^{0.5}$$

Donde:

K: coeficiente de compacidad o de Gravelius, adimensional

P: perímetro de la cuenca, en kilómetros

A: área de la cuenca, en kilómetros cuadrados



Este coeficiente será mayor o igual a 1, de manera que entre más próximo a la unidad, la forma de la cuenca se aproximará más a la de un círculo. Es decir, si el índice de compacidad presenta valores mayores que la unidad, la cuenca será alargada y tendrá forma circular a medida que el índice de compacidad se aproxime a la unidad.

Generalmente, las cuencas extensas tienen forma de pera y las pequeñas de abanicos, pero estas denominaciones descriptivas deben evitarse y emplear datos numéricos que ofrecen mayor facilidad y seguridad para comparación. En base a la cuantificación se distinguen tres tipos o clases de formas, según el índice de compacidad o coeficiente de Gravelius:

Valores de "K"	Tipos o clases de formas
de 1.00 a 1.25	de casi redonda a oval redonda
de 1.26 a 1.50	de oval redonda a oval oblonga
de 1.51 a 1.75	de oval oblonga a rectangular oblonga

Ejemplo: en una cuenca que tiene un perímetro de 29.5km y área de 23.5km² determinar la forma de la cuenca.

$K = 0.28P/A^{0.5}$; $K = 0.28(29.5)/(23.5)^{0.5} = 1.70$, por lo que la forma de la cuenca resultaría ser de forma rectangular oblonga.

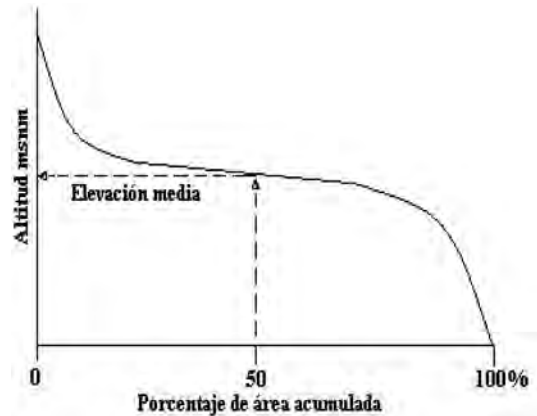
2. Parámetros de relieve. (C. Elevación media de la cuenca, D. Pendiente media de la cuenca)

C. Elevación media de la cuenca.

Esta es una característica que está relacionada con la temperatura y la precipitación, a su vez la variación de la temperatura influye en la variación de pérdidas de agua por evaporación, por esta razón en hidrología se utiliza como parámetro representativo.

Para la obtención de la elevación media se utiliza un plano topográfico altimétrico, que permite obtener la curva área-elevación conocida como curva hipsométrica, en esta curva el área puede expresarse también en porcentaje, correspondiendo al 50% del área la elevación media de la cuenca como se observa en la siguiente figura.

El proceso se realiza, seleccionando el intervalo vertical de las curvas de nivel con que se desea trabajar (cada 20, 40, 60, 80, 100 m, etc.), luego se determina el área que está encerrada entre los contornos de las curvas de nivel y se acumulan dichas áreas iniciando la acumulación por aquellas áreas que tienen las mayores elevaciones hasta finalizar con las de menor elevación, lo cual se lleva a un eje de coordenadas



“X,Y”, colocando en el eje de las “Y” las elevaciones de la cuenca en orden ascendente y en el eje de las “X” las áreas acumuladas o los porcentajes de las áreas acumuladas respecto al área total de la cuenca, con lo cual se obtiene la Curva Hipsométrica.

La curva hipsométrica permite caracterizar el relieve. Una pendiente fuerte en el origen hacia cotas inferiores indica llanuras o penillanuras; si la pendiente es muy fuerte hay peligro de inundación. Cuando tenemos gran parte de la superficie de la cuenca a gran altitud estamos ante una cuenca de meseta. Cuando el río desciende muy rápidamente en altitud tenemos una cuenca de valle fluvial.

La siguiente ilustración muestra tres curvas hipsométricas correspondientes a otras tantas cuencas que tienen potenciales evolutivos distintos.



La curva superior refleja una cuenca con un gran potencial erosivo; la curva intermedia es característica de una cuenca en equilibrio; y la curva inferior es típica de una cuenca sedimentaria. Quedarían, así, representadas distintas fases de la vida de los ríos.



Numéricamente la elevación media se puede calcular de la siguiente forma:

$$E_m = (a_i * e_i) / A$$

Donde:

Em: elevación media de la cuenca, en msnm.

ai: la iésima área entre dos curvas de nivel consecutivas.

ei: la iésima elevación media entre dos curvas de nivel consecutivas.

A: área de la cuenca, en kilómetros cuadrados

Ejemplo: se tienen las superficies por encima de cada cota, de una cuenca cuya área total es de 306.8 km². Determinar su elevación media aplicando los dos procedimientos señalados anteriormente.

	Cota o elevación (m)	Area entre curvas (km ²)	Area acumulada (km ²)	Area (%)
Superficie por encima de	1483	0.0	0.0	0.0
Superficie por encima de	1400	3.9	3.9	1.3
Superficie por encima de	1300	14.3	18.2	5.9
Superficie por encima de	1200	37.5	55.7	18.2
Superficie por encima de	1100	102.2	157.9	51.5
Superficie por encima de	1000	57.7	215.6	70.3
Superficie por encima de	900	57.2	272.8	88.9
Superficie por encima de	800	17.6	290.4	94.7
Superficie por encima de	700	9.2	299.6	97.7
Superficie por encima de	600	6.0	305.6	99.6
Superficie por encima de	592	1.1	306.7	100.0

D. Pendiente media de la cuenca.

La pendiente de una cuenca constituye una característica importante, puesto que condiciona la velocidad del escurrimiento superficial y subterráneo y en un momento dado, predice la erosión que éste produce en función del uso y manejo que se puede dar al suelo de sus vertientes.

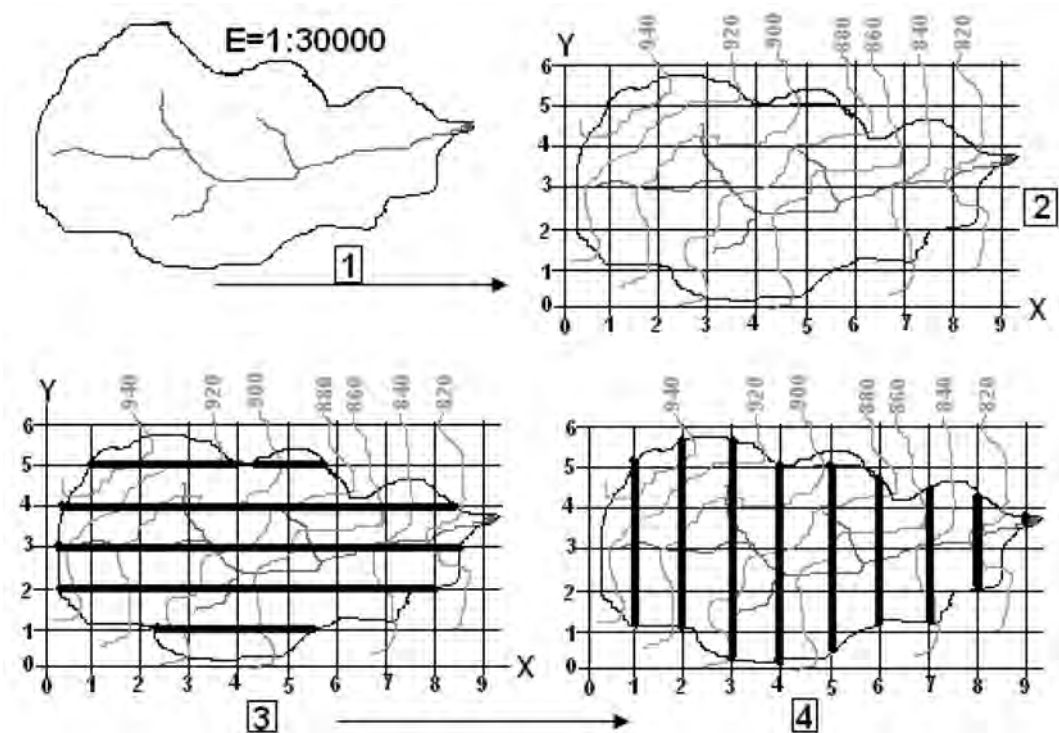
Existen diferentes métodos para determinar la pendiente media de la cuenca, entre los que se mencionan los criterios de Nash, Alvord y Horton.

1. *Método de Nash.* Este método requiere trazar una malla de cuadros sobre el plano topográfico de la cuenca, de manera tal que, se obtengan aproximadamente 100 intersecciones, en cada una de las cuales se mide la distancia mínima entre las curvas de nivel, y la pendiente en ese punto se considera como la relación entre la diferencia de nivel entre curvas y la mínima distancia medida, la pendiente así obtenida es la correspondiente a cada intersección y la media aritmética de ellas se considera como la pendiente de la cuenca.
2. *Método de Alvord.* Este método se basa en la pendiente existente entre las líneas intermedias entre las curvas de nivel, que es equivalente al desnivel entre dichas curvas, obteniendo la pendiente de la cuenca al sacar el promedio pesado de la pendiente de cada faja en relación con su área de influencia.
3. *Método de Horton.* Este método requiere trazar una malla de cuadros sobre el plano topográfico que comprende el área de la cuenca en estudio, la cual se orienta en el sentido de la corriente principal.

El tamaño de los cuadros de la malla estará en función del tamaño de la cuenca, puesto que si la cuenca es mediana (entre 50 y 150 km²) se requiere al menos de una malla de cuatro cuadros por lado, si la cuenca es mayor, el número de cuadros de la malla deberá incrementarse según el criterio del que analiza.

Una vez determinada la malla, se enumeran las líneas de cuadrícula, ubicando el cero en la parte inferior izquierda, luego se cuentan las intersecciones y tangencias de cada línea de la malla con las curvas de nivel en dirección de **X** y en dirección de **Y**, igualmente se mide la longitud de cada línea de la cuadrícula que queda comprendida dentro de la cuenca en ambas direcciones, este procesos se trata de ilustrar en la figuras siguientes:





Se elabora una tabla de cálculo de las intersecciones y longitudes de las líneas comprendidas dentro de la cuenca para ambas direcciones:

Número de línea	Intersecciones		Longitudes (km.)	
	Nx	Ny	Lx	Ly
1	2	2	0.96	1.20
2	5	3	2.34	1.35
...
8	0	2	0	0.66
Subtotal:	22	20	9.32	9.84
Total:	N = 42		L = 19.16	

Luego se calcula la pendiente en las dos direcciones (X, Y) de la siguiente manera:

$$S_x = 100 * (N_x * D) / L_x \quad \text{y} \quad S_y = 100 * (N_y * D) / L_y$$

Donde:

S_x : pendiente de la cuenca en la dirección **X**, en %.

S_y : pendiente de la cuenca en la dirección **Y**, en %.

N_x : número total de intersecciones y tangencias de las líneas de la malla en la dirección **X**, con las curvas de nivel.

N_y : número total de intersecciones y tangencias de las líneas de la malla en la dirección **Y**, con las curvas de nivel.

D : desnivel constante entre curvas de nivel, expresado en metros.

L_x : longitud total, que tendrían en el terreno las líneas de la malla en la dirección de **X**, comprendida dentro de la cuenca, en metros.

L_y : longitud total, que tendrían en el terreno de las líneas de la malla en la dirección de **Y**, comprendida dentro de la cuenca, en metros.

Sustituyendo los valores respectivos para ambas fórmulas se tiene:

$$S_x = 100 * (22 * 20m) / 9320m = 4.72\%$$

y

$$S_y = 100 * (20 * 20m) / 9840m = 4.06\%$$

Asimismo, Horton considera que la pendiente media de la cuenca se determina de la siguiente manera:

$$S_m = 100 * (N * D * \text{Sec}(\theta)) / L$$

Donde:

S_m: pendiente media de la cuenca, en %.

N = N_x + N_y

D: desnivel constante entre curvas de nivel, en metros.

θ: ángulo formado entre las líneas de la malla y las curvas de nivel.

L = L_x + L_y

Dado que resulta muy problemático determinar el valor de la **Sec(θ)** de cada intersección, Horton sugiere adoptar el valor promedio de **1.57** en la práctica y para propósitos de comparación, propone ignorar el valor de la **Sec(θ)**, o bien considerar el promedio aritmético o geométrico de las pendientes **S_x** y **S_y** como pendiente de la cuenca.

Para nuestro ejemplo se tiene:

$$S_m = 100 * (N * D * 1.57) / L$$

Sustituyendo los valores en la fórmula se tiene:

$$S_m = 100 * (42 * 20m * 1.57) / 19160m = 6.88\%$$

Para propósitos de comparación se tendría:

$$S_m = 100 * (N * D) / L = 100 * (42 * 20m) / 19160m = 4.38\%$$

$$\text{Promedio aritmético: } S_m = (S_x + S_y) / 2 = (4.72\% + 4.06\%) / 2 = 4.39\%$$

$$\text{Promedio geométrico: } S_m = \sqrt{S_x * S_y} = \sqrt{4.72\% * 4.06\%} = 4.38\%$$

En cuencas pequeñas se puede considerar una determinación rápida de la pendiente de una cuenca, utilizando su definición topográfica, como la relación porcentual que existe entre la diferencia de nivel dentro de la cuenca y la longitud máxima del área de drenaje.

En orden de magnitud se pueden admitir los siguientes valores de clasificación de los tipos de terrenos en función de la pendiente media:

Pendiente media, %	Tipo de terreno
(0-2]	Plano
(2-5]	Suave
(5-10]	Accidentado medio
(10-15]	Accidentado
(15-25]	Fuertemente accidentado
(25-50]	Escarpado
>50	Muy escarpado

3. Parámetros relativos a la red de drenaje. (E. Red o Sistema de drenaje)

E. Red de drenaje.

Una característica importante de cualquier cuenca y que interviene enormemente en la magnitud de los escurrimientos es la red de drenaje o sistema de drenaje, consistente en el número y trayectoria de los escurrimientos y su importancia radica en la eficiencia del drenaje de la cuenca, además la forma de drenaje es un indicador de las condiciones del suelo y de la superficie de la cuenca.

La red de drenaje se puede definir como la trayectoria, disposición o arreglo de los cauces y lechos por donde de manera superficial y aparente corre el agua excedente, producto de la precipitación hacia un depósito natural o artificial.

La red de drenaje, consta de una corriente principal y un sistema de corrientes tributarias de menor importancia. La configuración de las redes fluviales, es el producto de las influencias que tienen sobre ellas los suelos, las rocas, el grado de fracturación, estratificación y topografía.

Los estudios realizados con los sistemas de drenaje han permitido diferenciar cierto número de éstos, basado exclusivamente en su forma, lo cual ha dado lugar a una clasificación de estos en patrones de drenaje y sus modificaciones.

El significado de cada patrón de drenaje tiene relación con la geología, aunque es imposible señalar en una forma precisa la correlación geológica para cada sistema de drenaje.

Patrones de Drenaje

La relación de los patrones de drenajes y las corrientes, con las condiciones del suelo, se puede ver, que las actividades del agua moviéndose por las corrientes y los canales de drenaje son de dos clases:

- Destructivas (patrones erosionales)
- Constructivas (patrones deposicionales)

En ambos casos existe una compleja interrelación entre el clima, la construcción geológica y fuerzas del área, la geomorfología, el tipo de corriente y patrón



de drenaje. La configuración de las redes fluviales, es el producto de las influencias que tienen sobre ellas los suelos, las rocas, el grado de fracturación, estratificación y topografía.

El significado de cada patrón de drenaje tiene relación con la geología, aunque es imposible señalar en una forma precisa la correlación geológica para cada sistema de drenaje.

Los estudios realizados con los sistemas de drenaje han permitido diferenciar cierto número de éstos, basado exclusivamente en su forma, lo cual ha dado lugar a una clasificación de estos en patrones de drenaje y sus modificaciones.

Las seis formas más comunes de los sistemas de drenaje son:

- | | | |
|-----------------------|------------------------|-----------------------|
| <i>a. Dendrítico.</i> | <i>b. En enrejado.</i> | <i>c. Radial</i> |
| <i>d. Paralelo.</i> | <i>e. Anular.</i> | <i>f. Rectangular</i> |

a. Sistema dendrítico. Se forma este patrón normalmente en materiales y formaciones con las siguientes características: granulación fina, material homogéneo, permeabilidad relativamente baja, topografía horizontal con pendientes muy leves, roca dura homogénea con resistencia uniforme a la erosión y el drenaje corre en todas direcciones, como por ejemplo en las lutitas, arcillas, limonitas, granito y toba volcánica.

b. Sistema enrejado o rastrillo. Este patrón de drenaje es controlado por la estructura y estratificación de las rocas. Se desarrolla principalmente en rocas plegadas inclinadas, donde hay una serie de fallas paralelas. Los afluentes más largos siguen el paso débil de las rocas, como por ejemplo en areniscas, pizarras, calizas y rocas sedimentarias inclinadas.

c. Sistema radial. Ocurre exclusivamente en aquellas zonas en donde los fenómenos geológicos han formado elevaciones cónicas, como el caso de volcanes y extrusiones ígneas.

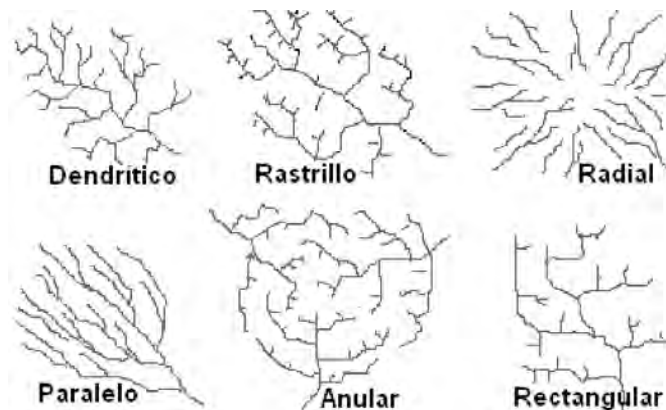
d. Sistema paralelo. Se desarrolla generalmente en formaciones con pendientes fuertes y uniformes o con sistemas de fallas paralelas y también en terrenos uniformemente inclinados, constituidos por materiales de grano grueso.



Un drenaje paralelo implica una pendiente regional pronunciada, como por ejemplo en rocas sedimentarias, interestratificadas inclinadas, valles de relleno y llanuras costeras bajas.

e. Sistema anular. Se forma exclusivamente en estructuras anulares. Es resultado de intrusiones ígneas que han causado el levantamiento periférico de las formaciones sedimentarias o metamórficas, que en un principio cubrían la zona. La disposición de las rocas sedimentarias originalmente en un plano horizontal, se vuelve anticlinal, lo cual hace que las aguas de escorrentía corran hacia afuera del núcleo ígneo que forma la parte central del anticlinal.

f. *Sistema rectangular*. Es resultado exclusivamente de la estructura de la formación rocosa sobre la cual corren las aguas de escorrentía. Los elementos estructurales que intervienen son las fallas, las fracturas y las diclitas. Un drenaje rectangular manifiesta influencia de la angularidad de las fracturas de las rocas y consiguientemente son distintivos los cambios bruscos de dirección, o buzamiento tanto en los ríos como en sus tributarios primarios y secundarios. Por depender de la estructura de la roca, este patrón de drenaje es menos indicativo del tipo de material en que se ha formado. Sin embargo, se puede anticipar que no puede ocurrir más que en rocas con materiales consolidados.



Otro aspecto del patrón de drenaje es la densidad.

La densidad del sistema de drenaje es función de la densidad y características estructurales de la roca, especialmente el grado de fracturación.

La densidad de un patrón de drenaje depende de la cantidad y concentración de la precipitación, vista en conexión con las características del drenaje interno y externo del suelo. Esto puede estar gradualmente influido por el relieve y la cobertura vegetal.

Las características de un sistema o red de drenaje se describen de acuerdo a:

- a. Las clases de corrientes.
- b. El orden de las corrientes.
- c. La longitud de los tributarios.
- d. La densidad de corrientes.
- e. La densidad de drenaje.
- f. La pendiente del cauce principal.

a. Las clases de corrientes. Todas las corrientes se clasifican en tres clases dependiendo del tipo de escurrimiento, el cual involucra las características y condiciones climáticas de la cuenca; así las corrientes pueden ser: *efímeras*, *intermitentes* o *perennes*.

Corrientes efímeras. Son aquellas que sólo conducen agua cuando llueve e inmediatamente después, es decir sólo capta escurrimiento o Flujo Superficial (F.S.). En estas el nivel freático está siempre por debajo del fondo del cauce.

Corrientes intermitentes. Son aquellas que conducen agua la mayor parte del tiempo, principalmente en la época de lluvias, su aportación cesa cuando el nivel freático desciende por debajo del fondo del cauce. Este tipo de corrientes capta, además del Flujo Superficial (F.S.) y las precipitaciones, el Flujo Subsuperficial (F.Ss.).

Corrientes perennes. Son aquellas que conducen agua todo el tiempo, ya que en la época de estiaje son abastecidas por las aguas subterráneas debido a que el Nivel Freático (N.F.) de éstas, permanece por encima del fondo del cauce todo el año.



- b. El orden de las corrientes. La red de drenaje se compone de una corriente o cauce principal y una serie de afluentes o tributarios, y para ordenar las corrientes, se efectúa una clasificación, la cual considera como corrientes de primer orden aquellos que no tienen tributarios; de segundo orden, aquellas corrientes con dos o más tributarios de primer orden; de tercer orden, aquellas corrientes que tienen dos o más tributarios de segundo orden, etc., pero una corriente de primer orden y una corriente de segundo orden formarán una corriente de segundo orden, una corriente de segundo orden con una corriente de tercer orden formarán una corriente de tercer orden y así sucesivamente. El orden de una cuenca será el mismo que el de la corriente principal en su salida. Por lo tanto el orden de la corriente principal indicará la extensión de la red de corrientes de una cuenca. La clasificación deberá efectuarse considerando tanto corrientes perennes como intermitentes.



Orden de Corrientes

- c. La longitud de los tributarios. La topografía de una cuenca define en sí la longitud de los tributarios, ya que éstos son indicadores de la pendiente. Generalmente las áreas escarpadas y con buen drenaje, tienen numerosas corrientes pequeñas y efímeras, contrariamente las áreas planas con suelos profundos y permeables tienen corrientes largas, generalmente se mantienen como corrientes perennes.

Tratándose de cuencas diferentes, es mejor comparar solamente la longitud promedio de los afluentes del mismo orden, especialmente los de primer orden.

Al medir las longitudes de corrientes por cualquier método en los planos topográficos, el curso de la corriente puede seguirse en general, muy de cerca. La longitud a lo largo del eje del valle, es por lo general, aproximadamente similar a la corriente principal.

En cuanto a las corrientes con meandros, su longitud se mide a veces a lo largo del eje del valle, la longitud medida consiste en una serie de segmentos lineales que se unen en diversos ángulos. Se prescinde de las sinuosidades originadas por las vueltas en forma de “U” y de la tortuosidad general de la corriente. La longitud resultante puede ser menor que la distancia real, a lo largo de la cual fluye el agua en su curso valle abajo.

La información así obtenida se anota en una tabla como la mostrada a continuación:

Número de orden	Cantidad	Longitud (Km.)	Clase de corriente
1	15	14.80	Perenne
2	7	6.80	Perenne
3	3	3.90	Perenne
4	4	4.60	Perenne
Total	29	30.10	

d. La densidad de corrientes. Indica la eficiencia de drenaje de una cuenca, pero debe manejarse con criterio, debido a que puede ocurrir que se tengan dos cuencas diferentes con la misma densidad de corrientes y estar drenadas en diferente forma, dependiendo de la longitud y disposición de sus corrientes.

La densidad de corrientes se representa como la relación existente entre el número de corrientes y el área drenada, es decir:

$$Dc = Nc/A$$

Donde:

Dc : densidad de corrientes, c/ km².

Nc : número de corrientes, c.

A : área total de la cuenca, en km².

Por ejemplo si: Nc=29c, A=32.49 Km², entonces; Dc=0.89 c/ km².

El área de la cuenca, se mide con cualquiera de los métodos conocidos; el número de corrientes se determina mediante “conteo” considerando las corrientes perennes e intermitentes, tomando en cuenta cada corriente desde su nacimiento hasta su desembocadura en el caso de las corrientes principales y desde su nacimiento hasta la unión con la corriente de orden superior para los tributarios.

- e. La densidad de drenaje. Esta característica es más real y confiable que la densidad de corriente, ya que expresa la longitud de las corrientes por unidad de área, o sea:

$$Dd = Lc/A$$

Donde:

Dd: densidad de drenaje, en km/ km².

Lc: longitud total de las corrientes, en km.

A: área total de la cuenca, en km².

Por ejemplo si: Lc=30.10Km, A=32.49 km², entonces; Dd=0.93km/ km².

La densidad de drenaje es la mayor o menor facilidad que presenta una cuenca hidrográfica para evacuar las aguas que provenientes de las precipitaciones quedan sobre la superficie de la tierra, debido al grado de saturación de las capas del subsuelo. Si el suelo se encuentra saturado y la lluvia continúa almacenándose sobre la superficie, llegará un momento en que las aguas allí contenidas escurrirán hacia el cauce natural, produciéndose así el drenaje de la cuenca.

- f. La pendiente del cauce principal. La pendiente del cauce de una corriente, es la relación existente entre la diferencia de elevaciones de los extremos de la corriente y la longitud horizontal del cauce, así tenemos:

$$S = (H/Lr) * 100$$

Donde:

S: pendiente del cauce, en %.

H: desnivel entre los extremos del cauce, en m.

Lr: longitud horizontal del cauce, en m.



Ejemplo: determinar la pendiente del cauce principal considerando que una cuenca tiene una longitud de su río de 12.85 km y que las elevaciones máximas y mínimas son de 1083 y 632m. respectivamente.

$$S = (451\text{m}/12850\text{m}) * 100 = 3.5\%$$

2.4. Clasificación de las cuencas

Tipos de cuencas según el lugar de descarga

Desde el punto de vista de su salida, existen fundamentalmente dos tipos de cuencas: Endorréicas y Exorréicas. (También están las Arréicas y las Criptorréicas)

Endorréicas: el punto de salida esta dentro de los límites de la cuenca y generalmente es un lago o un embalse. Se les denomina también cuencas lacustres.

Exorréicas: el punto de salida se encuentra en los límites de la cuenca y generalmente descarga en otra corriente o en el mar.



2.5. Cuencas hidrográficas en Nicaragua

Desde el punto de vista hidrográfico se ha dividido al país en 21 cuencas hidrográficas, ocho de las cuales drenan hacia el Océano Pacífico y trece hacia el Mar Caribe. La vertiente del Atlántico se divide a su vez en dos Subvertientes: una cuyos ríos desaguan directamente al mar y otra cuyos ríos desembocan en lagos de Managua o Xolotlán y en el lago de Nicaragua o Cocibolca, para desaguar finalmente en el mar pero a través del río San Juan.

Distribución geográfica

Para la identificación de las cuencas se ha usado el sistema de clasificación y codificación establecido por el Proyecto Hidrometeorológico Centroamericano (PHCA), el cual se presenta a continuación.

VERTIENTE DEL OCÉANO PACÍFICO

CUENCA Nº	NOMBRE DE LA CUENCA RÍO PRINCIPAL	AREA (Km ²)	PRECIPITACIÓN MEDIA (mm)
58	RÍO NEGRO	1,428.00	1,859
60	RÍO ESTERO REAL	3,690.60	1,682
62	ENTRE ESTERO REAL Y VOLCÁN COSIGUINA	429.00	1,881
64	ENTRE VOLCÁN COSIGUINA Y RÍO TAMARINDO	2,950.66	1,670
66	RÍO TAMARINDO	317.62	1,175
68	ENTRE RÍO TAMARINDO Y RÍO BRITO	2,768.69	1,537
70	RÍO BRITO	2,768.00	1,316
72	ENTRE RÍO BRITO Y RÍO SAPOA	325.00	1,625
	Total	12,183.57	

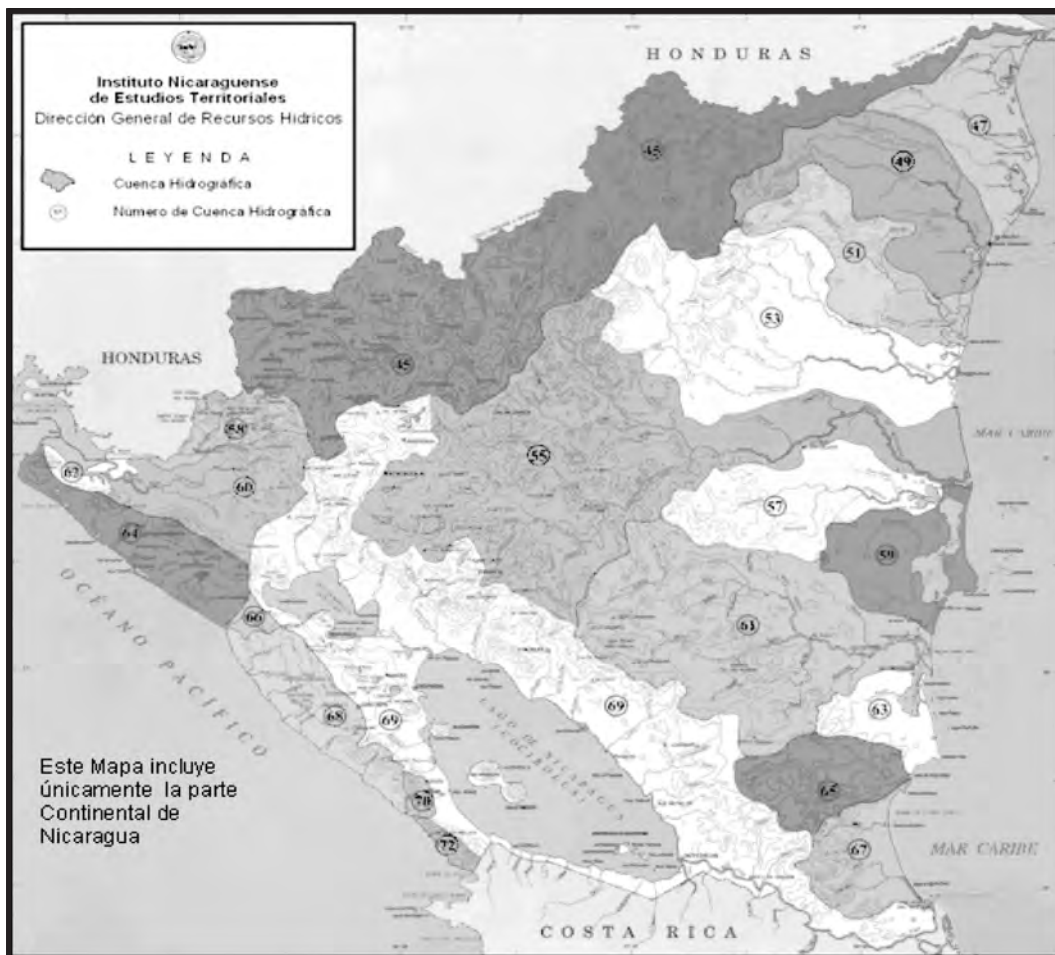
VERTIENTE DEL MAR CARIBE

CUENCA Nº	NOMBRE DE LA CUENCA RÍO PRINCIPAL	AREA (Km ²)	PRECIPITACION MEDIA (mm)
45	RÍO COCO	19 969	1,937
47	RÍO ULANG	3 778	2,405
49	RÍO WAWA	5 372	2,820
51	RÍO KUKALAYA	3 910	3,800
53	RÍO PRINZAPOLKA	11 293	2,586
55	RÍO GRANDE DE MATAGALPA	18 445	2,095
57	RÍO KURINWAS	4 457	2,725
59	ENTRE RÍO KURINWAS Y RÍO ESCONDIDO	2 034	3,564
61	RÍO ESCONDIDO	11 650	2,722
63	ENTRE RÍO ESCONDIDO Y RÍO PUNTA GORDA	1 593	3,710
65	RÍO PUNTA GORDA	2 868	3,552
67	ENTRE RÍO PUNTA GORDA Y RÍO SAN JUAN (en Nicaragua)	2 229	4,510
69	RÍO SAN JUAN (en Nicaragua)	29 824	1,694
	Total	117 422	

Fuente: Dirección de Geodesia y Cartografía-Dirección de Recursos Hídricos-INETER

El sistema hidrográfico de éstas vertientes está compuesto de aproximadamente 94 ríos de importancia, de los cuales, 23 drenan hacia el mar caribe, 18 al océano pacífico y 53 hacia la cuenca de los lagos (45 hacia el Cocibolca y 8 hacia el Xolotlán).

Por otro lado además de los lagos naturales, existen cuatro lagos artificiales: Apanás, Asturias, La Virgen y Las Canoas. También existen unas 20 lagunas de origen volcánico entre ellas: Masaya, Apoyo, Xiloa, Tiscapa, Asososca, Apoyeque, etc.

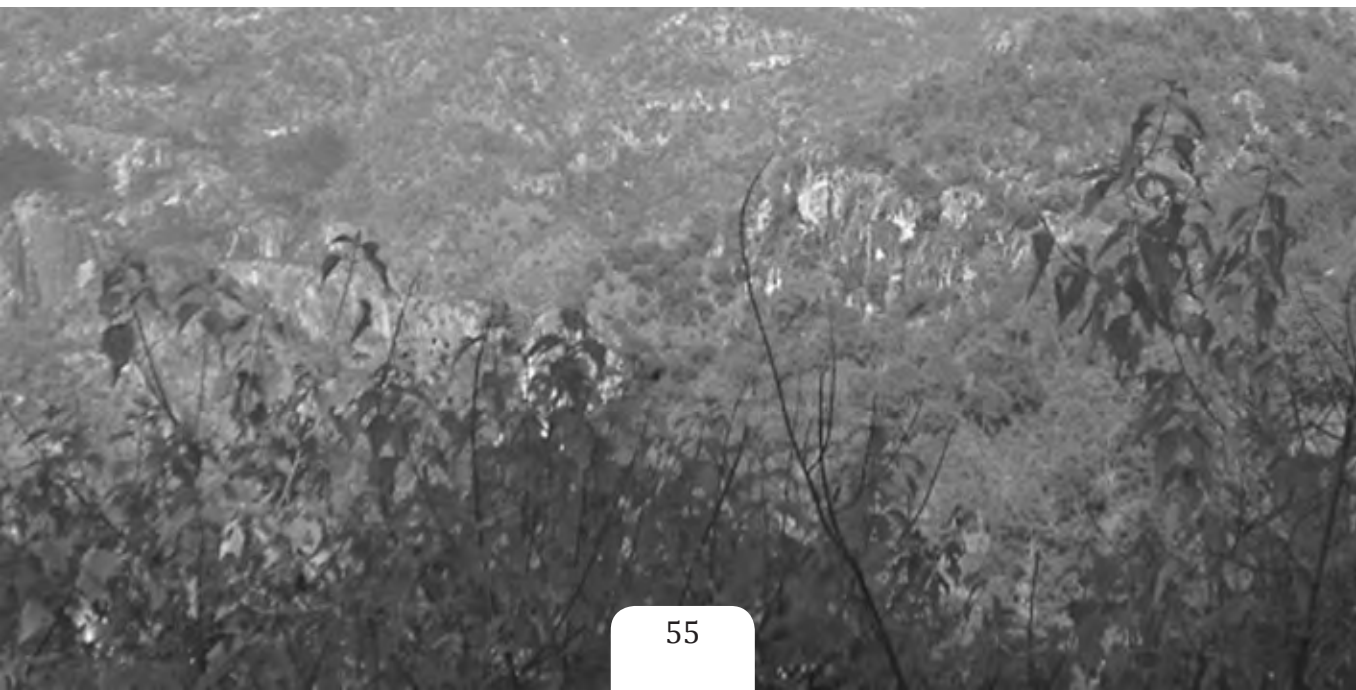


Fuente: INETER (<http://www.ineter.gob.ni/caracterizaciongeografica/acuiferosyplanicies.html>).



UNIDAD III

Precipitación



3.1. Generalidades

En meteorología, la **precipitación** es cualquier forma de agua que cae del cielo. Esto incluye lluvia, nieve, neblina y rocío.

La precipitación es una parte importante del ciclo hidrológico y es responsable por depositar agua fresca en el planeta. La precipitación es generada por las nubes, cuando alcanzan un punto de saturación; en este punto las gotas de agua creciente (o pedazos de hielo) se forman, que caen a la Tierra por gravedad. Es posible inseminar nubes para inducir la precipitación rociando un polvo fino o un químico apropiado (como el nitrato de plata) dentro de la nube, generando las gotas de agua e incrementando la probabilidad de precipitación.

Muchas obras de ingeniería civil son profundamente influenciadas por factores climáticos, entre los que se destaca por su importancia las precipitaciones pluviales. En efecto, un correcto dimensionamiento del drenaje garantizar la vida útil de una carretera, una vía férrea, un aeropuerto.

El conocimiento de las precipitaciones pluviales extremas y el consecuente dimensionamiento adecuado de los órganos extravasores de las represas garantizarán su seguridad y la seguridad de las poblaciones y demás estructuras que se sitúan aguas abajo de la misma. El conocimiento de las lluvias intensas, de corta duración, es muy importante para dimensionar el drenaje urbano, y así evitar inundaciones en los centros poblados.

Las características de las precipitaciones pluviales que deben conocerse para estos casos son: la intensidad y duración de la lluvia; estas dos características están asociadas. Para un mismo período de retorno, al aumentarse la duración de la lluvia disminuye su intensidad media, la formulación de esta dependencia es empírica y se determina caso por caso, con base en datos observados directamente en el sitio estudiado o en otros sitios vecinos con las mismas características orográficas.

Las precipitaciones pluviales extremas, es decir con períodos de retorno de 500, 1.000 y hasta 10.000 años, o la precipitación máxima probable, son determinadas para cada sitio en particular, con procedimientos estadísticos y con base en observaciones de larga duración.



Para el diseño de obras hidráulicas es necesario hacer un análisis probabilístico de la precipitación y así poder determinar el evento de diseño, para lo cual se construye la curva intensidad duración frecuencia.

El agua es uno de los elementos más importantes para la vida y para el desarrollo de los organismos.

Todos los procesos geomorfológicos y edafológicos, que son las relaciones físicas que ocurren en la corteza terrestre y que dan lugar a la formación del suelo a partir de la roca, dependen de este elemento, los ciclos atmosféricos y la dinámica del “tiempo atmosférico” se manifiestan por medio del agua.

Concepto

Precipitación: Es la caída del agua en estado líquido (lluvia) o sólido (nieve y granizo) hacia la superficie terrestre.

Origen y formas de precipitación

Para que se produzca la precipitación es necesario que una masa de aire caliente y cargada de humedad sufra un proceso de enfriamiento que haga posible la condensación.

Existen dos formas de Precipitación:

1. Precipitación líquida: lluvia, llovizna, aguacero.

a. Lluvia. Son gotas de agua con un diámetro superior a 0.5 mm y a velocidad que varían de acuerdo a su intensidad, se puede dividir en:

a.1. Lluvia ligera: con intensidad de 2.5 mm/hora

a.2. Lluvia mediana o moderada: Intensidad de 2.5-7.6 mm/hora

a.3. Lluvia intensa o fuerte: intensidad mayor de 7.6 mm/hora.

b. Llovizna. Consiste en gotas de agua con diámetro que varía de 0.1 - 0.5 mm y su intensidad es generalmente de 1.0 mm/hora, por lo cual

aparentan estar flotando en el aire, también facilita que sigan la dirección del viento.

- c. **Aguacero.** Es una lluvia torrencial que produce una lámina de agua de 1 mm o más por minuto. Cae generalmente en un área pequeña y va acompañada de vientos fuertes, que pueden causar daño a la vegetación.

2. Precipitación sólida: nieve, granizo.

- a. **Nieve.** Precipitación de cristales de hielo en su mayor parte ramificados o estrellados.
- b. **Granizo.** Precipitación de trozos de hielo, cuyo diámetro es de 5 mm a 50 mm aproximadamente, y que caen, separados unos de los otros, o aglomerados en bloques.

Es muy importante conocer los siguientes aspectos de la precipitación:

- a. Cantidad total.
- b. Distribución espacial y temporal a través de los meses del año.
- c. Intensidad, duración y frecuencia.

Intensidad de la precipitación

La intensidad de la precipitación es la cantidad total de agua caída por unidad de tiempo y se mide en mm/hora.

Cuando la intensidad excede de la tasa máxima de infiltración del suelo, se genera escorrentía superficial y una parte de la lluvia se pierde, provocando también la erosión del suelo. Cuando el suelo tiene cobertura vegetal disminuyen las posibilidades de erosión debido a que las gotas de lluvia son interceptadas por las copas de los árboles.

La intensidad de la lluvia suele estar inversamente relacionada con su duración, esto significa que normalmente los aguaceros tienen poca duración. Además, el área sobre la que se precipitan es relativamente pequeña. El impacto de las gotas de lluvias torrenciales destruye los agregados superficiales del suelo,



promueve la suspensión de partículas finas, disminuye la proporción de agua almacenada en el suelo, debido a la escorrentía que se produce.

El agua es vital para las plantas, ya que desempeña en ellas las siguientes funciones:

- Es el constituyente esencial del protoplasma vivo.
- Es el reactivo de la fotosíntesis y de diversos procesos metabólicos (hidrólisis, síntesis).
- Es el solvente en el cual ocurren todos los movimientos de nutrientes en el interior de la célula.
- Desempeña un papel importante en el mantenimiento de la forma y estructura de la planta.
- Tiene la función de mantener el equilibrio térmico de la planta.
- Interviene en el fenómeno de apertura y cierre de los estomas de la planta.

Clasificación y medición de la precipitación

Clasificación de las lluvias según su origen

El enfriamiento necesario para la condensación y la precipitación es el resultado de la elevación del aire según sea el mecanismo que fuerza el ascenso del aire se distinguen tres tipos de precipitaciones:

a. Precipitación frontal o ciclónica

Llamada también “ciclónica”, está asociada al paso de ciclones y otras zonas de baja presión transitorias. Hacia estas zonas de baja presión fluyen masas de aire cuyo contenido de humedad y temperatura difieren. Si se producen una convergencia horizontal y se mezclan las masas de aire, puede alcanzarse el punto de rocío al modificarse las relaciones de contenido de vapor y temperatura.

b. Precipitación convectiva

En las precipitaciones convectivas, el aire calentado por su contacto con superficies fuertemente calentadas es forzado a ascender por la presión de las capas superiores más frías y densas. A medida que sube esta se va enfriando



hasta igualar su temperatura con las masas de aire que la rodean. Si la temperatura de esta masa de aire desciende por debajo del punto de rocío, se producirá precipitaciones.

c. Precipitación orográfica

En este tipo de precipitación, el aire es forzado a ascender cuando en su camino se interponen masas montañosas. Las capas de aire adyacentes a la superficie suelen tener las mayores concentraciones de vapor, la elevación del aire húmedo por las laderas montañosas, frecuentemente producen fuertes lluvias, particularmente por el lado del ascenso (barlovento) al pasar la montaña (sotavento) e iniciar el descenso, el aire se calienta y no solo produce menos precipitación sino que el aumento de temperatura, el aire se vuelve más seco.

Medición de la precipitación

La precipitación se mide en términos de la altura de lámina de agua y se expresa comúnmente en milímetros. Esta altura de lámina de agua, indica la altura del agua que se acumularía en una superficie horizontal, si la precipitación permaneciera donde cayó.

Se han desarrollado una gran variedad de instrumentos y técnicas para obtener información de las diferentes fases de la precipitación. Los instrumentos para medir la cantidad y la intensidad de la precipitación son los más importantes. Estos se clasifican de acuerdo con el registro de las precipitaciones en pluviómetros o pluviógrafos.

Pluviómetro: consiste en un recipiente cilíndrico de lámina, de aproximadamente 200cm^2 de área de captación y de 60cm de alto. La tapa del cilindro es un embudo receptor, el cual se comunica a un vaso medidor instalado dentro del depósito mayor. El área receptora es 10 veces mayor que el área del vaso medidor.

Para efectuar la lectura se vacía el contenido en una probeta graduada y se divide el volumen colectado entre el área receptora del pluviómetro, de esa forma se obtiene la lámina precipitada.

Pluviógrafo: registra la precipitación pluvial total. Este aparato mide la intensidad de la precipitación en mm por unidad de tiempo (generalmente hora). Los pluviógrafos más comunes son de forma cilíndrica y el embudo receptor está ligado a un sistema de flotadores que originan el movimiento de una aguja sobre un papel registrador montado en un sistema de reloj.

Como el papel registrador tiene un cierto rango en cuanto a la altura de registro (10mm), una vez que la aguja llega al borde superior, automáticamente regresa al borde inferior y sigue registrando. El gráfico resultante recibe el nombre de pluviograma.

3.2. Distribución de la Precipitación en Nicaragua

El Régimen de lluvias, se refiere a la distribución de las lluvias durante el año. En Nicaragua el régimen de lluvia es variable, existiendo lugares muy lluviosos como: Bluefields con promedios anuales superiores a 4,000 mm, y precipitaciones durante los 12 meses del año, en cambio Estelí no alcanza los 800 mm anuales.

Sobre el territorio de Nicaragua las precipitaciones pueden observarse en cualquier mes del año, pero la mayor cantidad de éstas caen en el período comprendido entre Mayo y Noviembre.

En las zonas del Pacífico y en gran parte de la zona central, existen dos “estaciones” (épocas) bien marcadas: la “lluviosa” que se extiende de Mayo a Noviembre y la “seca” (relativamente) de Diciembre a Abril.

En la zona Atlántica y en los territorios que se encuentran en las pendientes de barlovento del macizo montañoso central, las precipitaciones caen en el transcurso de todo el año.

En la distribución anual de las precipitaciones atmosféricas, claramente se señalan dos máximos; para la zona del Pacífico y central el máximo tiene lugar en Junio y Septiembre como resultado de la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical, mientras que para la zona Atlántica éste ocurre en Julio.

En la zona del Pacífico la cantidad anual de las lluvias oscila entre los 1000 y 2000 mm. En la mitad del periodo lluvioso (Julio-Agosto) se observa un mínimo estival (canícula) como consecuencia de la intensificación del anticiclón subtropical de los Azores-Bermudas y el consecuente desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el ecuador.

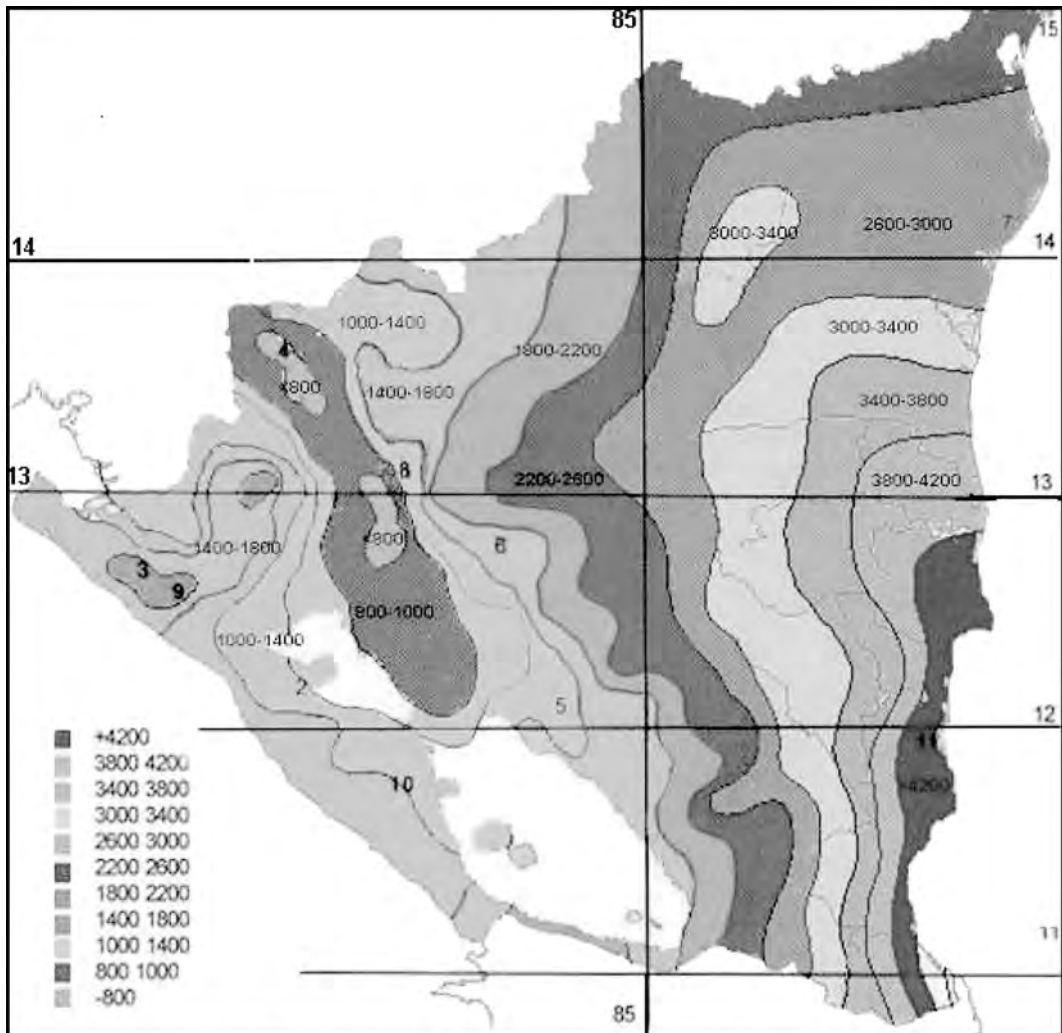
El “período canicular” se manifiesta principalmente en la zona del Pacífico y en la parte noroeste de la zona central, iniciándose en la tercera decena de Julio y finalizando en la segunda decena de Agosto. Existen localidades críticas donde la duración del periodo canicular se extiende hasta los 80 y 100 días (San Isidro, Santa Bárbara, Los Zarzales, Malpaisillo, Nagarote, San Francisco del Carnicero, etc.).

En la zona central los valores máximos de las precipitaciones se observan en las pendientes orientales, aquí la cantidad media anual de éstas alcanzan los 1500 a 2000 mm. Los valores mínimos como regla se dan en los valles intermontano, donde la suma anual no supera los 850 mm.

La zona Atlántica se caracteriza por ser la más húmeda, aquí la cantidad anual de las precipitaciones se encuentran en el rango de los 2500 mm en su parte norte hasta los 6000 mm en el extremo sureste. Las cantidades máximas caen en los meses de Julio-Agosto y las mínimas entre Marzo y Abril.

Según el mapa de curvas Isoyetas de Nicaragua indican que la cantidad total de precipitaciones disminuye desde la costa Caribe hacia la parte noroccidental y se observa una disminución desde la costa del pacífico hacia el interior rumbo a Estelí y Madriz donde se ubica la Isoyeta de 500mm. anuales.

Según el ingeniero Mariano Gutiérrez catedrático de la UNAN, la distribución de la precipitación media anual en Nicaragua es compleja, con rangos de variación comprendidos entre cantidades inferiores a 800 mm en dos áreas que se encuentran entre la Cordillera Dariense y la Cordillera Maribios, hasta más de 4500 mm en las cercanías de la frontera de Nicaragua con Costa Rica, en el extremo Sudeste del país, como se observa en el mapa siguiente:



DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA PRECIPITACION MEDIA ANUAL DE NICARAGUA PERIODO 1971 - 1995

Fuente: Ing. Mariano Gutiérrez. 2000. UNAN.

3.3. Análisis de datos de precipitación

3.3.1. Análisis de consistencia de datos y su ajuste

Cuando en una estación pluviométrica tiene lugar algún cambio en las condiciones de medición, como por ejemplo cambio de operador, de localización o de las condiciones adyacentes, las tendencias del registro sufren normalmente alteraciones que pueden llegar a ser importantes en cuanto a su homogeneidad. Para detectar y corregir estas alteraciones se puede usar una técnica llamada “curva masa doble”, que se basa en observaciones hechas en el sentido de que la precipitación acumulada media para varias estaciones no es muy sensible a cambios en una de ellas, debido a que muchos de los errores se compensan, mientras que la lluvia acumulada de una estación particular se afecta de inmediato ante la presencia de cambios importantes. Así, si en una gráfica se pone en un eje la precipitación anual acumulada media de varias estaciones circundantes a la estación en estudio y en el otro eje se pone la lluvia anual acumulada de la estación en cuestión, se obtendrá una línea recta siempre que en ésta no hayan existido cambios o no sean importantes; en caso contrario, la línea cambia de pendiente en el año a partir del cual la estación comenzó a operar en condiciones diferentes.

3.3.2. Estimación de datos faltantes

Es frecuente que por una u otra razón, existan vacíos o interrupciones en el registro de datos, entonces se hace necesario para completar estos registro, la estimación de los datos faltantes.

Existen varios métodos para el cálculo de estos datos:

1. Promedio aritmético.
2. Proporciones normales.
3. Correlación lineal.

1. Promedio aritmético

Este método se utiliza cuando los promedios anuales en un período de 25 años, de las estaciones índices (estaciones que tienen sus datos completos),



solamente difieren en más o menos un 10% de la estación bajo estudio F (estación que le faltan datos), entonces la precipitación (P_F) para un período puede obtenerse mediante un simple promedio aritmético:

$$P_F = (P_A + P_B + P_C + \dots + P_n)/n$$

Donde:

P_F : es la precipitación del dato faltante de la estación bajo estudio.

P_A : es la precipitación en la estación a.

P_B : es la precipitación en la estación b.

P_C : es la precipitación en la estación c.

P_n : es la precipitación en la n ésima estación índice.

n : es el número de estaciones índices

Ejemplo ilustrativo del Promedio aritmético: obtener el dato faltante de precipitación (P_F) de la **estación F** correspondiente al período de 1982.

Estación \ Año	1980	1981	1982	1983	1984	PNA
A	1127	1130	1130	1180	1124	1138
B	1133	1206	1175	1138	1347	1200
C	1234	1133	1166	1236	1165	1187
F	1129	1239	P_F	1233	1226	1207

Primero se determina, que la precipitación normal anual (**PNA**) de las estaciones índices no difieran en más o menos el 10% respecto a la precipitación normal anual (**PNA**) de la **estación F**, por lo que se establecen los límites a respetar, obteniéndose primeramente el valor del 10% de la precipitación normal anual de la **estación F**, y luego se define el límite superior y el límite inferior dentro de los cuales deberán estar comprendidos los valores de precipitación normal anual de las estaciones índices, de la siguiente manera: si 1207 corresponde al 100%, entonces el 10% cuánto será (una sencilla regla de tres), por lo que se obtiene que el 10% equivale a 121 mm.

Luego, sumando y restando a 1207 los 121 mm que corresponden al 10%, se obtiene el límite superior e inferior respectivamente. Por lo que el límite superior es de 1328 y el inferior de 1086.

Finalmente se comparan dichos límites con la precipitación normal anual de las estaciones índices y se observa que todas están dentro de dichos límites, por lo que el método puede ser utilizado para la estimación del dato faltante.

$P_F = (1130 + 1175 + 1166)/3 = 1157$, que sería el dato faltante correspondiente a 1982 de la **estación F**.

2. *Proporciones normales.*

En este método, se ponderan las precipitaciones de las estaciones índices con las proporciones de la precipitación normal anual de la estación en estudio F, lo que queda expresado en la fórmula siguiente:

$$P_F = 1/n[(N_F/N_A)P_A + (N_F/P_B)P_B + (N_F/N_C)P_C + \dots + (N_F/Nn)Pn]$$

Donde:

P_F : es el dato faltante de precipitación que se desea obtener en el período respectivo.

N_F : es la precipitación normal anual de la estación en estudio.

N_A, N_B, N_C : es la precipitación normal anual de las estaciones índices

Nn : es la precipitación normal anual de la enésima estación índice

P_A, P_B, P_C : es la precipitación en las estaciones índices durante el mismo período del tiempo del dato faltante.

Pn : es la precipitación en la enésima estación índice durante el mismo período del tiempo del dato faltante.

Ejemplo ilustrativo de las Proporciones normales: obtener el dato faltante de precipitación (P_F) de la **estación F** correspondiente al período de 1982.

Estación \ Año	1980	1981	1982	1983	1984	PNA
A	1127	1130	1130	1180	1124	1138
B	1133	1206	1175	1138	1347	1200
C	1234	1133	1166	1236	1165	1187
F	1129	1239	P_F	1233	1226	1207

Aplicando la fórmula se tiene:

$$N_F = 1207$$

$$N_A, N_B, N_C = 1138, 1200, 1187, \text{ respectivamente.}$$

$$P_A, P_B, P_C = 1130, 1175, 1166, \text{ respectivamente.}$$

Sustituyendo y resolviendo en la fórmula de P_F se obtiene:

$$P_F = 1/n[(N_F/N_A)P_A + (N_F/P_B)P_B + (N_F/N_C)P_C + \dots + (N_F/Nn)Pn]$$

$$P_F = 1/3[(1207/1138)1130 + (1207/1200)1175 + (1207/1187)1166]$$

$$P_F = 1/3[1198.5 + 1181.9 + 1185.6]$$

$P_F = 1189$ mm, que sería el dato faltante correspondiente a 1982 de la estación **F**.

3. Correlación lineal.

Este método permite el cálculo de los datos faltantes, estableciendo una relación entre una estación y otra, o entre una estación y un grupo de ellas, requiriéndose para el trazado de la línea o plano que mejor se ajuste a los datos existentes, un período común de registro para ambas variables. Lo que nos genera un modelo, a partir del cual se determinan los valores de los datos faltantes.

Ejemplo ilustrativo de Correlación lineal: obtener el dato faltante de precipitación (P_F) de la **estación F** correspondiente al periodo de 1982.

Estación \ Año	1980	1981	1982	1983	1984	PNA
A	1127	1130	1130	1180	1124	1138
B	1133	1206	1175	1138	1347	1200
C	1234	1133	1166	1236	1165	1187
F	1129	1239	P_F	1233	1226	1207

1. Se promedian las precipitaciones de las estaciones índices (A, B y C) los que se colocan en una nueva casilla que nombraremos como la estación **I**.

Estación \ Año	1980	1981	1982	1983	1984
A	1127	1130	1130	1180	1124
B	1133	1206	1175	1138	1347
C	1234	1133	1166	1236	1165
I	1165	1156	1157	1185	1212
F	1129	1239	P_F	1233	1226

2. Se aplican las fórmulas de regresión lineal, y se determinan sus parámetros.

$y = b_0 + b_1 x$; es la ecuación de una línea recta.

b_0 y b_1 ; son el intercepto y la pendiente respectivamente y se calculan como:

$$b_1 = \frac{\sum xy - (\sum x \sum y)/n}{\sum x^2 - (\sum x)^2/n} \quad y \quad b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x}$$

Donde:

$\bar{y} = (\sum y)/n$, $\bar{x} = (\sum x)/n$, donde **n** es el número de datos de precipitación que entran en la regresión (los datos, son los que forman pares completos 'x-y').

Por tanto, si graficamos en el eje de las "x" los datos de la estación "I" y en el eje de las "y" los datos de la estación "F" y reemplazando en las fórmulas anteriores se tiene que:

$$F = b_0 + b_1 I$$

Donde:

$$b_1 = \frac{\sum IF - (\sum I \sum F)/n}{\sum I^2 - (\sum I)^2/n} \quad y \quad b_0 = \bar{F} - b_1 \bar{I}$$



$\bar{F} = (\Sigma F)/n$, $\bar{I} = (\Sigma I)/n$, donde, **n** es el número de datos de precipitación que entran en la regresión correspondientes a la estación respectiva.

El o los datos faltantes de precipitación (**P_F**) se obtendrán aplicando la siguiente fórmula:

$P_F = b_0 + b_1 I_p$; **I_p** es el dato de precipitación promedio de las estaciones índices correspondiente al periodo del dato faltante **P_F**.

Para saber si una ecuación es adecuada es necesario investigar los valores del coeficiente de determinación (**R²**) que en cualquier libro de estadística están suficientemente explicados. Se consideran satisfactorios los siguientes valores: **R² > 0.75, Prob. F < 0.05**

3. Se calculan los parámetros de la regresión **b₀** y **b₁**.

Año Estación	1980	1981	1982	1983	1984	Σ	Media aritmética
I	1165	1156	1157	1185	1212		
F	1129	1239	P _F	1233	1226		
I x F							
I ²							

Año Estación	1980	1981	1982	1983	1984	Σ	Media aritmética
I	1165	1156	1157	1185	1212	4718	1180
F	1129	1239	P _F	1233	1226	4827	1207
I x F	1315285	1432284		1461105	1485912	5694586	
I ²	1357225	1336336		1404225	1468944	5566730	

n = 4

$$b_1 = \frac{\Sigma IF - (\Sigma I \Sigma F)/n}{\Sigma I^2 - (\Sigma I)^2/n}; b_1 = \frac{(5694586) - [(4718)(4827)/4]}{5566730 - (4718)^2/4}; b_1 = 0.62$$

$$b_0 = \bar{F} - b_1 \bar{I}; b_0 = 1207 - (0.62)(1180); b_0 = 475$$

4. Se procede a obtener el dato faltante sustituyendo los parámetros calculados en la siguiente fórmula:

$P_F = b_o + b_1 I_p$; $P_F = 475 + (0.62)(1157)$; $P_F = 1192 \text{ mm}$. el cual sería el dato faltante de precipitación de la estación F, correspondiente al período de 1982.

3.3.3. Estimación de la precipitación media de una zona

Existen varios métodos para determinar la lámina de agua promedio que cae en una cuenca, las más importantes son:

1. El Promedio aritmético
2. El método de los polígonos de Thiessen
3. El método de las curvas isoyetas.

1. Promedio Aritmético

Este método es el más simple pero el más inseguro de todos los métodos, y consiste sencillamente en igualar la precipitación media caída sobre una cuenca, al promedio aritmético de las lluvias registradas en los pluviómetros de la zona, esto es:

$$P_m = \frac{(P_1 + P_2 + \dots + P_n)}{n}$$

Donde:

P_1, P_2 : precipitación en las estaciones 1 y 2.

P_n : es la precipitación en la enésima estación.

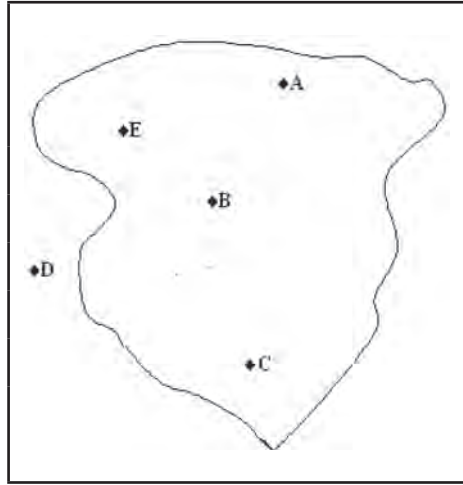
n : es el número de estaciones consideradas.

Este método es aplicable a zonas planas donde las estaciones presentan una distribución uniforme y donde las lluvias registradas por cada pluviómetro no difieren mucho entre si.

Ejemplo ilustrativo de Promedio Aritmético: determinar la precipitación media de la cuenca mostrada en la figura y que presenta la siguiente información:



Estación	Precipitación (mm)	No.
A	980	1
B	870	2
C	800	3
D	820	4
E	900	5
Σ	4370	5



Aplicando la fórmula se obtiene la precipitación media de la cuenca:

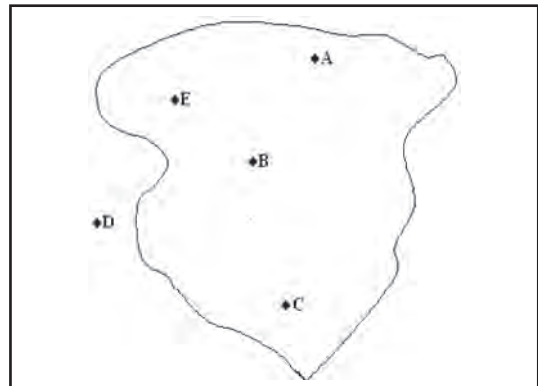
$$P_m = \frac{(980 + 870 + 800 + 820 + 900)}{5} = 874mm.$$

2. Método de los Polígonos de Thiessen:

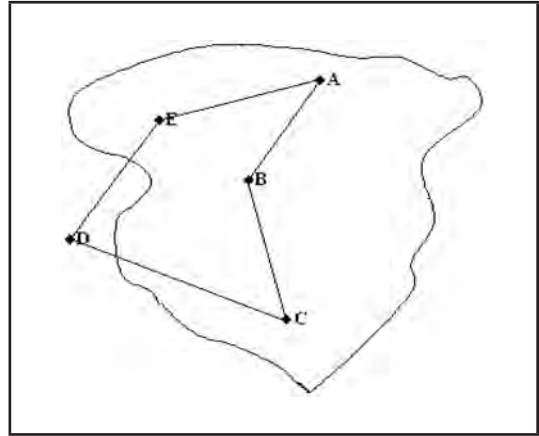
Este método es aplicable a zonas con una distribución irregular de estaciones y donde los accidentes topográficos no jueguen un papel importante en la distribución de las lluvias.

La precipitación media se determina mediante los pasos siguientes:

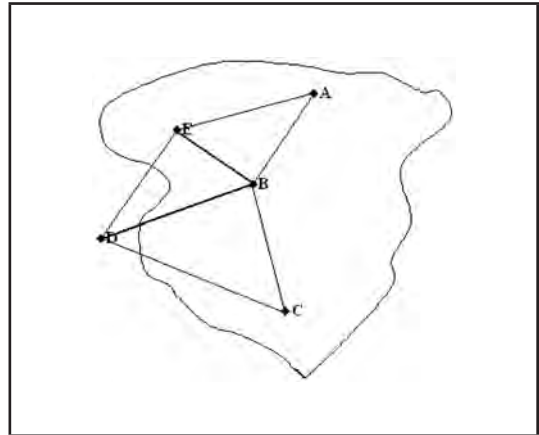
1. Se dibuja la zona en estudio con las estaciones pluviométricas que contienen (A, B, C, E) y las circunvecinas (D).



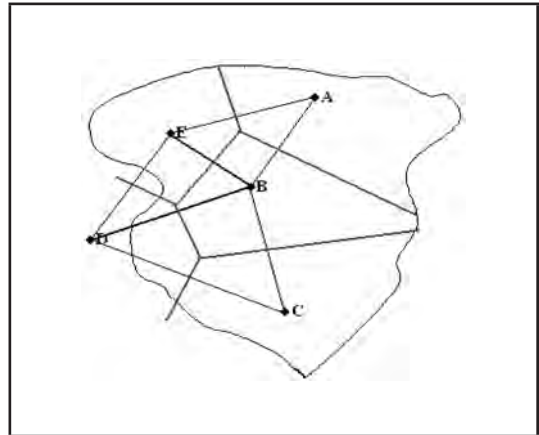
2. Se unen las estaciones con trazos rectos formando el polígono base.



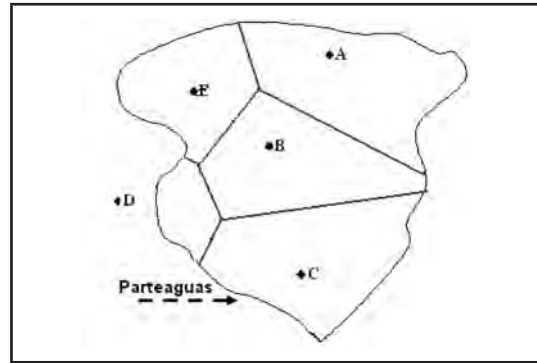
3. Se unen las estaciones con trazos rectos, tratando de formar triángulos lo menos agudos posibles.



4. Cuando los triángulos hayan sido dibujados, se trazan las mediatrices de todos los lados de los triángulos, formándose polígonos alrededor de cada estación.



5. Se mide el área de cada polígono que quede delimitado por el parteaguas de la cuenca.



6. Se aplica la siguiente fórmula:
$$P_m = \frac{\sum (a_i * P_i)}{\sum a_i}$$

Donde:

a_i = i ésima área del polígono dentro de los límites del parteaguas.

P_i = precipitación de la i ésima estación.

Ejemplo ilustrativo de los Polígonos de Thiessen: determinar la precipitación media de la cuenca mostrada en la figura anterior, considerando el trazado de los polígonos de Thiessen obtenidos en la misma y las precipitaciones que se presentan en la tabla.

Estación	Precipitación (mm)
A	980
B	870
C	800
D	820
E	900

De la figura anterior se obtiene a_i (Km²):

Estación	Precipitación (mm)	a_i (Km ²)	$a_i * P_i$
A	980	150	147000
B	870	130	113100
C	800	90	72000
D	820	50	41000
E	900	95	85500
Σ		515	458600

Aplicando la fórmula del paso seis se obtiene la precipitación media de la cuenca:

$$P_m = \frac{(150 * 980 + 130 * 870 + 90 * 800 + 50 * 820 + 95 * 900)}{515} = 890.5mm.$$

3. Método de las Curvas Isoyetas:

Este método consiste en trazar curvas de igual precipitación (isoyetas) para un período determinado en el área de estudio. Una vez trazadas las isoyetas se calculan las áreas entre líneas limítrofes, y cada una de ellas se multiplica por el promedio de precipitación del área correspondiente.

Se aplica la siguiente fórmula: $P_m = \frac{\sum (a_i * I_i)}{\sum a_i}$

Donde:

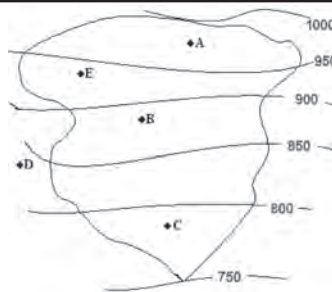
a_i = iésima área del polígono.

I_i = precipitación media entre dos isoyetas consecutivas, que encierran al a_i .

Ejemplo ilustrativo de las Curvas Isoyetas: determinar la precipitación media de la cuenca mostrada en la siguiente figura, considerando que el trazado de la isoyetas puede ser realizado considerando las curvas de nivel:

De la figura se obtiene:

Estación	a_i (km ²)	I_i (mm)	$a_i * I_i$
A	140	975	136500
B	80	925	74000
C	135	875	118125
D	100	825	82500
E	60	775	46500
Σ	515		457625



Donde: $I_i = (I_{1000} + I_{950})/2 = (1000+950)/2=975$ mm., correspondiente a las isoyetas que en este caso han definido el área de la estación **A** que queda entre las isoyetas 1000 y la 950 hasta el parteaguas correspondiente.

Aplicando la fórmula se obtiene la precipitación media de la cuenca:

$$P_m = \frac{(140 * 975 + 80 * 925 + 135 * 875 + 100 * 825 + 60 * 775)}{515} = 888.6mm.$$

3.3.4. Precipitación máxima probable y período de retorno

Algunas veces en los sistemas de conservación, es necesario realizar obras de almacenamiento; por lo tanto, se requiere conocer con cierto grado de certeza el volumen de precipitación en el próximo ciclo de lluvia y así planear el uso de ese recurso.

Para lograr lo anterior se podría considerar, la precipitación media del área, lo cual tendría cierto grado de aproximación, pero si se quiere una mayor precisión, es conveniente calcular la probabilidad de lluvia esperada o la precipitación máxima probable.

Para calcular la lluvia esperada se consideran los valores de la lluvia obtenidos en una estación meteorológica durante varios años de registro (a nivel diario, mensual o anual), los cuales se ordenan de mayor a menor y se establece la probabilidad de ocurrencia, según la siguiente fórmula:

$$Pe(X > X_m) = m / (n + 1) * 100$$

Donde:

Pe: probabilidad empírica de ocurrencia, en %

m: número de orden

n: número total de observaciones

Ejemplo ilustrativo. Se cuenta con observaciones de precipitación para el mes de agosto en la estación del Recinto Universitario Rubén Darío y se desea calcular la lluvia esperada en dicho mes en el siguiente año con una probabilidad del 75%. Los registros y cálculos se muestran en la siguiente tabla:

Año	Precipitación (mm)	Ordenando	m	$m/(n+1)*100$	$1-m/(n+1)*100$
1987	370	370	1	10	90
1988	105	216	2	20	80
1989	191	211	3	30	70
1990	82	203	4	40	60
1991	203	191	5	50	50
1992	82	122	6	60	40
1993	122	105	7	70	30
1994	211	82	8	80	20
1995	216	82	9	90	10

La lluvia esperada con un 75% de probabilidad de ocurrencia se determina interpolando:

$$80\% - 70\% = 10\% ; 105 - 82 = 23 \text{ mm}$$

$$10\% \text{ ----- } 23 \text{ mm}$$

$$5\% \text{ ----- } X$$

$$X = 11.5 \text{ mm}$$

$$P(75\%) = 105 - 11.5 = 93.5 \text{ mm}$$

La lluvia esperada con un 75% de probabilidad es de 93.5 mm, lo que significaría que cada 4 años se tendrían 3 con una precipitación igual o mayor de 93.5 mm.

Período de retorno: el número de años en que en promedio, se presenta un evento se llama periodo de retorno, intervalo de recurrencia o simplemente frecuencia y se acostumbra a denotarlo por la letra T. Así por ejemplo, el periodo de retorno de la precipitación máxima en 24 horas de 500 mm es de 25 años, cuando en promedio, se presenta una precipitación de esa magnitud o mayor una vez cada 25 años.

Usualmente, cuando se tienen datos de un cierto período, y se desea aplicar algún método estadístico para extrapolar dichos datos a períodos de retorno mayores al de las mediciones, es necesario asignar un valor de T a cada dato registrado.

Conviene usar la siguiente expresión para asignar períodos de retorno a una serie de datos:

$$T = (n+1)/m$$

Donde:

T: período de retorno.

m: número de orden.

n: número total de observaciones.

Ejemplo ilustrativo. Se cuenta con observaciones de precipitación para el mes de agosto en la estación del Sauce y se desea calcular el período de retorno de dichas precipitaciones. Los registros y cálculos se muestran en la siguiente tabla:

Año	Prec.mm	Ordenado	m	T = (n+1)/m (años)
1987	370	370	1	10
1988	105	216	2	5
1989	191	211	3	3.3
1990	82	203	4	2.5
1991	203	191	5	2
1992	82	122	6	1.6
1993	122	105	7	1.4
1994	211	82	8	1.3
1995	216	82	9	1.1

También se sabe que la probabilidad de ocurrencia es el inverso del período de retorno, por lo que, $Pe(X > X_m) = m/(n+1) = 1/T$ y que la probabilidad de no ocurrencia está dado por:

$$Pe(X \leq X_m) = 1 - Pe(X > X_m)$$

$$Pe(X \leq X_m) = 1 - [m/(n+1)] = 1 - (1/T)$$

Riesgo (R): es llamado riesgo o falla en la teoría probabilística a la probabilidad de que el evento ocurra al menos una vez en n años sucesivos. Por lo que una obra falle, dado un período de retorno y una vida útil de la obra, el cual se determina mediante la siguiente fórmula:

$$R = \left[1 - \left(1 - \frac{1}{T} \right)^V \right] * 100$$

Donde:

R= Riesgo.

T= Período de retorno.

V= Vida útil de la obra.

3.3.5. Relación intensidad-duración-frecuencia (Curva I-D-F)

Estas curvas pueden construirse a partir de un análisis gráfico, usando el papel correspondiente a la distribución que se quieren ajustar los datos, o analítico, determinando los parámetros de la distribución usada.

Proceso analítico.

1. Ordenar de mayor a menor los datos de intensidades para cada duración.
2. Obtener el período de retorno y las probabilidades de ocurrencia y de no ocurrencia.
3. Determinar el tipo de distribución teórica que se utilizará en el análisis y sus parámetros a determinar. En nuestro caso se utilizará la distribución Gumbel Tipo I, cuya distribución acumulada y parámetros están dados por:

$$Pt(X \leq X_m) = e^{-e^{-\alpha(X_m - \beta)}}$$

Donde: $\alpha = 1.2825/S_x$

$$\beta = \bar{x} - 0.4506 S_x$$

$$S_x = \left\{ \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (X_i)^2 - n(\bar{X})^2 \right] \right\}^{0.5}$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i)}{n}$$

4. Obtener la desviación máxima calculada ($\Delta_{\text{máx}}$) entre la probabilidad de la distribución empírica $Pe(X \leq X_m)$ y la probabilidad de la distribución teórica $Pt(X \leq X_m)$ o ajustada de la siguiente manera:

$$\Delta_{\text{máx}} = |Pe(X \leq X_m) - P_t(X \leq X_m)|$$

5. Obtener la desviación máxima permitida (Δ_o), según la prueba de bondad de ajuste de Smirnov-Kolmogorov usando la siguiente tabla:

Prueba de bondad de ajuste de Smirnov-Kolmogorov

N	α			
	0.20	0.10	0.05	0.01
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	0.34	0.40
20	0.23	0.26	0.29	0.36
25	0.21	0.24	0.27	0.32
30	0.19	0.22	0.24	0.29
35	0.18	0.20	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.20	0.24
50	0.15	0.17	0.19	0.23
N>50	$1.07/(N)^{0.5}$	$1.22/(N)^{0.5}$	$1.36/(N)^{0.5}$	$1.63/(N)^{0.5}$

Donde **N** es el número total de años o de datos analizados, y α es el grado de significancia estadística de la prueba

6. Si $\Delta_{\text{máx}}$ es menor que Δ_o , el ajuste se acepta; si se rechaza se deberá de seleccionar otra distribución como la Log normal, Pearson III, entre otras.
7. Construcción de la curva Intensidad-Duración-Frecuencia (**I-D-F**). Para ello es necesario determinar el valor de la intensidad de la lluvia para cada período de retorno y cada duración de la siguiente manera; conocido el período de retorno se calcula la probabilidad de ocurrencia y con ésta determinar el valor de la precipitación.

Por ejemplo, para un período de retorno de cinco años ($T=5$) y una hora de duración cualquiera, se tendría:

$$Pt(X > X_m) = \frac{1}{T} = \frac{1}{5} = 0.20$$

Como también:

$$Pt(X > X_m) = 1 - e^{-e^{-\alpha(X_m - \beta)}}$$

Reemplazando los valores se obtiene:

$$0.2 = 1 - e^{-e^{-\alpha(X_m - \beta)}}$$

despejando valores se obtiene:

$$1 - 0.2 = e^{-e^{-\alpha(X_m - \beta)}}$$

luego aplicando logaritmo natural a ambos lados se obtiene:

$$\text{Ln}(1 - 0.2) = -e^{-\alpha(X_m - \beta)}$$

multiplicando por -1 y aplicando nuevamente logaritmo natural a ambos lados se tiene:

$$\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.2)] = -\alpha(X_m - \beta)$$

finalmente despejando X_m se obtiene: $X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.2)]}{-\alpha} + \beta$,

note que: 0.2 proviene de $1/T = 1/5 = 0.20$, por lo que la fórmula general sería:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - \frac{1}{T})]}{-\alpha} + \beta$$

Nótese que 0.2 se obtuvo en función del período de retorno seleccionado, de igual manera se obtienen las intensidades, para diferentes períodos de retorno y diferentes duraciones.



8. Se procede a graficar los valores en un papel aritmético o milimetrado, los datos obtenidos en el paso anterior.



Ejemplo para construir la curva de Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF)

Construir la curva I-D-F para una estación que tiene 5 años de registros de intensidades de precipitación (mm/h) utilizando la distribución teórica Gumbel Tipo I.

1. Ordenar de mayor a menor los datos de intensidades para cada duración y asignar el número de orden.

Año	Duración en minutos			
	5	10	30	60
1982	7.7	3.6	6.8	1.8
1983	15.2	5.3	3.3	2.6
1984	6.1	13.1	2.9	4.9
1985	10.5	4.1	11.3	9.4
1986	6.8	8.5	4.2	1.4
Duración en minutos				m
5	10	30	60	
15.2	13.1	11.3	9.4	1
10.5	8.5	6.8	4.9	2
7.7	5.3	4.2	2.6	3
6.8	4.1	3.3	1.8	4
6.1	3.6	2.9	1.4	5

2. Obtener el período de retorno y las probabilidades de ocurrencia y de no ocurrencia.

Duración en minutos				m	m/(n+1)	(n+1)/m	1-[m/(n+1)]
5	10	30	60				
15.2	13.1	11.3	9.4	1	0.167	6	0.833
10.5	8.5	6.8	4.9	2	0.333	3	0.667
7.7	5.3	4.2	2.6	3	0.500	2	0.500
6.8	4.1	3.3	1.8	4	0.667	1.5	0.333
6.1	3.6	2.9	1.4	5	0.833	1.2	0.167

3. Determinar el tipo de distribución teórica que se utilizará en el análisis y sus parámetros a determinar. En nuestro caso se utilizará la distribución Gumbel Tipo I, cuya distribución acumulada y parámetros son:

Pa rá me tro	Duración en minutos			
	5	10	30	60
	15.20	13.1	11.3	9.4
	10.50	8.50	6.8	4.9
	7.70	5.30	4.2	2.6
	6.80	4.10	3.3	1.8
	6.10	3.60	2.9	1.4
$\sum x_i$	46.30	34.6	28.5	20.1
\bar{x}	9.26	6.92	5.7	4.02
$\sum x_i^2$	484.03	301.72	210.87	124.33
Sx	3.325	3.530	3.112	2.951
α	0.386	0.363	0.412	0.435
β	7.762	5.329	4.298	2.690

4. Obtener la desviación máxima ($\Delta_{\text{máx}}$) entre la probabilidad de la distribución empírica $Pe(X \leq X_m)$ y la probabilidad de la distribución teórica $Pt(X \leq X_m)$ o ajustada.

$$\Delta_{\text{máx}} = |Pe(X \leq X_m) - Pt(X \leq X_m)|$$

$Pt(X \leq X_m)$

Duración en minutos			
5	10	30	60
$e^{-e^{-0.386(X_m-7.762)}}$	$e^{-e^{-0.363(X_m-5.329)}}$	$e^{-e^{-0.412(X_m-4.298)}}$	$e^{-e^{-0.435(X_m-2.690)}}$
0.945	0.942	0.946	0.947
0.706	0.729	0.700	0.682
0.359	0.364	0.353	0.353
0.235	0.210	0.221	0.229
0.150	0.154	0.169	0.173

$$\Delta_{\text{máx}} = |Pe(X \leq X_m) - Pt(X \leq X_m)|$$

$1-[m/(n+1)]$	m	Pe-Pt	Pe-Pt	Pe-Pt	Pe-Pt
0.833	1	0.112	0.109	0.112	0.114
0.667	2	0.040	0.062	0.033	0.016
0.500	3	0.141	0.136	0.147	0.147
0.333	4	0.099	0.124	0.112	0.104
0.167	5	0.017	0.013	0.002	0.007

5. Obtener la desviación máxima permitida (Δ_0), según la prueba de bondad de ajuste de Smirnov-Kolmogorov.

$$\Delta_0 = 0.56$$

6. Si $\Delta_{\text{máx}}$ es menor que Δ_0 , el ajuste se acepta; si se rechaza se deberá de seleccionar otra distribución como la Log normal, Pearson III, entre otras.

$\Delta_{\text{máx}} < \Delta_0$, por lo que el ajuste se acepta

7. Construcción de la curva Intensidad-Duración-Frecuencia (I-D-F). Para ello es necesario determinar el valor de la intensidad de la lluvia para cada período de retorno y cada duración de la siguiente manera: conocido el período de retorno se calcula la probabilidad teórica de ocurrencia y con ésta se determina el valor de la precipitación esperada (**X_m**) para cada duración con al siguiente fórmula:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - \frac{1}{T})]}{-\alpha} + \beta$$

Por ejemplo:

a. Para un período de retorno de cinco años y cinco minutos de duración de nuestro ejercicio, se tiene:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.2)]}{-\alpha} + \beta$$

note que: 0.2 proviene de $1/T = 1/5 = 0.20$, donde T = 5 años, por lo que sustituimos los valores de α y β en la fórmula para una duración de cinco minutos, de la siguiente manera:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.2)]}{-0.386} + 7.762 \text{ y se obtiene que } X_{m-5} = 11.6 \text{ mm/h}$$

b. Para un período de retorno de diez años y cinco minutos de duración de nuestro ejercicio, se tiene:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.1)]}{-\alpha} + \beta \text{ note que: } 0.1 \text{ proviene de } 1/T = 1/10 = 0.10, \text{ donde}$$

T = 10 años, por lo que sustituimos los valores de α y β en la fórmula para una duración de cinco minutos, de la siguiente manera:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1 - 0.1)]}{-0.386} + 7.762 \text{ y se obtiene que } X_{m-5} = 13.6 \text{ mm/h}$$



c. Para un período de retorno de cinco años y sesenta minutos de duración de nuestro ejercicio, se tiene:

$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1-0.2)]}{-\alpha} + \beta \quad \text{note que: } 0.2 \text{ proviene de } 1/T = 1/5 = 0.20, \text{ donde}$$

T = 5 años, por lo que sustituimos los valores de α y β en la fórmula para una duración de cinco minutos, de la siguiente manera:

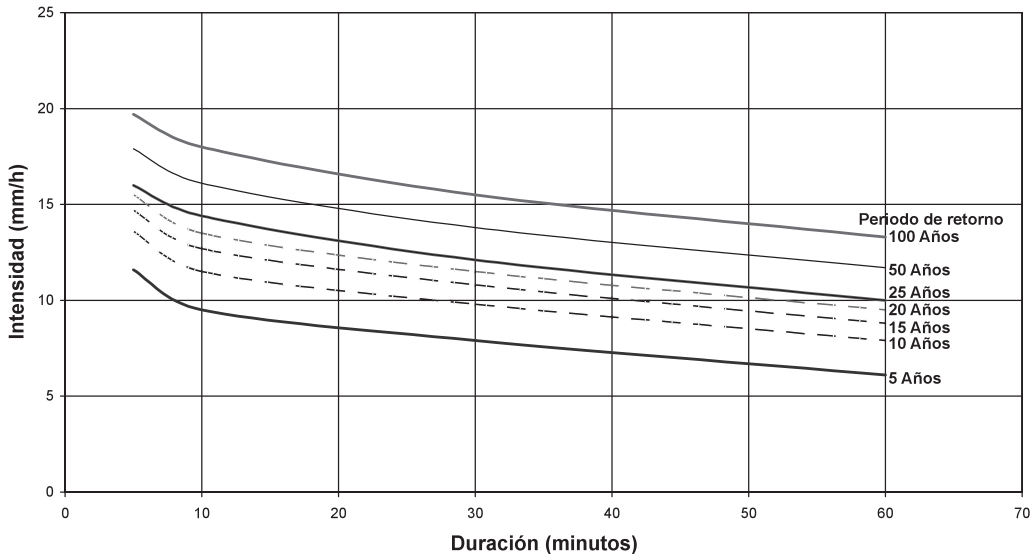
$$X_m = \frac{\text{Ln}[-\text{Ln}(1-0.2)]}{-0.435} + 2.69 \text{ y se obtiene que } \mathbf{X_{m-60} = 6.1 \text{ mm/h}}$$

De igual manera se calculan todos los datos de lluvia esperada para diferentes períodos de retorno y diferente duración, llegándose a obtener los resultados que se presentan en la siguiente tabla:

T	1/T	X _{m-5}	X _{m-10}	X _{m-30}	X _{m-60}
5	0.200	11.6	9.5	7.9	6.1
10	0.100	13.6	11.5	9.8	7.9
15	0.067	14.7	12.7	10.8	8.8
20	0.050	15.5	13.5	11.5	9.5
25	0.040	16.0	14.4	12.1	10.0
50	0.020	17.9	16.1	13.8	11.7
100	0.010	19.7	18.0	15.5	13.3

8. Se procede a graficar los valores en un papel aritmético o milimetrado, los datos obtenidos en el paso anterior, los cuales se muestran en la siguiente figura.

Curva Intensidad Duración Frecuencia



3.3.6. Obtención del hietograma de diseño

El problema que se plantea es el siguiente:

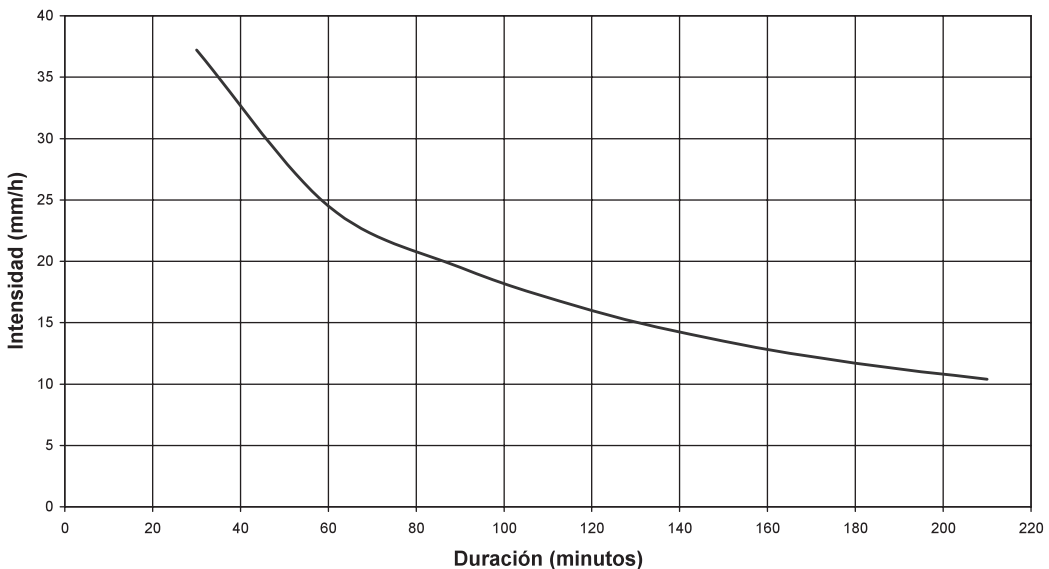
Hemos calculado la precipitación máxima diaria para un determinado período de retorno (la precipitación máxima diaria se consigue mediante métodos estadísticos por ejemplo, Gumbel o consultando mapas elaborados con ellos.), por ejemplo 100 años, y partir de ese dato hemos calculado la precipitación recogida en un intervalo de tiempo menor (la precipitación máxima para un tiempo más reducido, normalmente el tiempo de concentración de la cuenca, puede hacerse mediante una curva Intensidad-Duración o mediante una fórmula equivalente a dicha curva), por ejemplo, en las 3.5 horas más lluviosas del día considerado.

Con el valor anterior podemos obtener el caudal punta generado, pero si necesitamos obtener el hidrograma generado necesitaremos el hietograma, la evolución de la precipitación a lo largo de esas horas.

Por tanto, el hietograma de diseño que queremos elaborar sería (con las cifras que hemos citado como ejemplo) el que reflejara la distribución de las precipitaciones producidas a lo largo de las 3.5 horas más lluviosas que se pueden producir en un punto con un período de retorno de 100 años.

Para esto existen diversos procedimientos, varios de ellos se basan en las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia. Vamos a ver el método de bloques alternos (alternating block method, Chow et al. 1994, citado por Sánchez, F. J. 2004.). Elegimos la curva Intensidad-Duración correspondiente al período de retorno deseado, o una ecuación que refleje dicha curva. En cualquiera de los casos, podremos leer gráficamente u obtener de la ecuación la intensidad de precipitación para diversos incrementos de tiempo, en nuestro caso hemos seleccionado la curva I-D-F que aparece en la figura 1.

Figura 1. Curva I-D-F



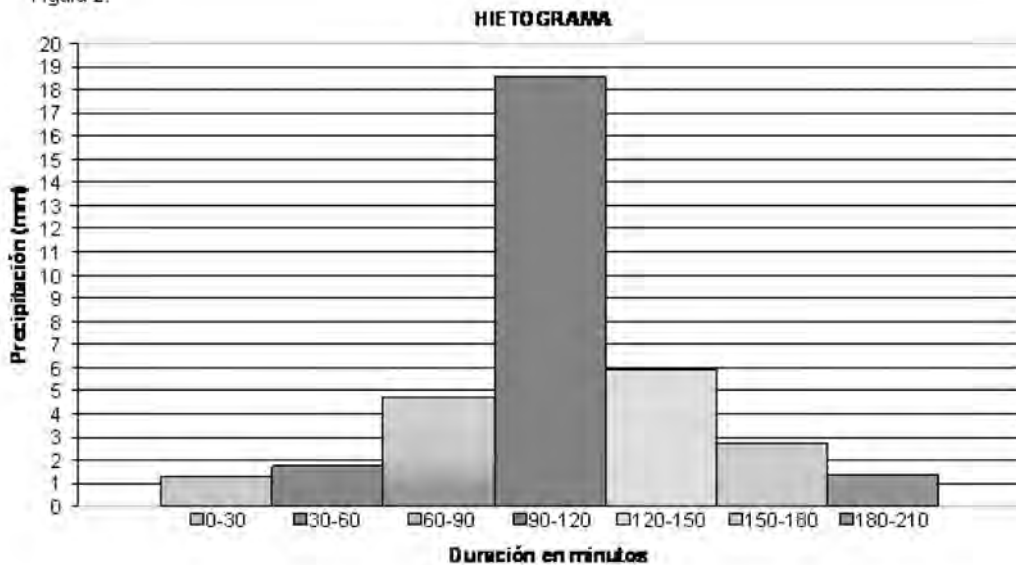
Supongamos que deseamos confeccionar un hietograma de un aguacero de 3 horas y media de duración (D), con incrementos de tiempo de 30 minutos. Se trata por tanto de 210 minutos repartidos en 7 intervalos de 30 minutos. La figura 1. representa una curva Intensidad-Duración para un período de retorno de 100 años. En ella hemos leído los valores de intensidad (mm/h) que aparecen en la segunda columna de esta tabla:

1	2	3	4
D(min)	I(mm/h)	P(mm)	ΔP (mm)
30	37.2	$37.2 \times 0.5 = 18.60$	18.60
60	24.5	$24.5 \times 1 = 24.50$	$24.50 - 18.60 = 5.90$
90	19.5	$19.5 \times 1.5 = 29.25$	$29.25 - 24.50 = 4.75$
120	16.0	$16.0 \times 2 = 32.00$	$32.00 - 29.25 = 2.75$
150	13.5	$13.5 \times 2.5 = 33.75$	$33.75 - 32.00 = 1.75$
180	11.7	$11.7 \times 3 = 35.10$	$35.10 - 33.75 = 1.35$
210	10.4	$10.4 \times 3.5 = 36.40$	$36.40 - 35.10 = 1.30$

En la 3ª columna calculamos la precipitación caída en cada intervalo. Para 30 minutos: si en 0,5 horas llovió con una intensidad de 37,2 mm/hora, en media hora se recogió $0,5 \times 37,2$. Análogamente para todos los intervalos, hasta 210 minutos (3,5 horas).

Para calcular la última columna (ΔP) a partir de la anterior, debemos suponer que dentro de los 60 min. más lluviosos se encuentran los 30 min. más lluviosos y razonamos así: en los 60 min más lluviosos cayeron 24,5 mm; si (dentro de los 60 min anteriores) en los 30 min más lluviosos cayeron 18,6 mm, en los restantes 30 min: $24,5 - 18,6 = 5,9$ mm. Análogamente, calculamos el resto de la última columna, obteniendo la precipitación caída en incrementos de 30 minutos (es el intervalo elegido en este ejemplo), en orden decreciente.

Figura 2.



Para construir el hietograma (Figura 2.) con los valores de la última columna se procede así: en el centro se coloca la precipitación registrada en los 30 min más lluviosos. A su derecha, se coloca la precipitación registrada en el 2º intervalo más lluvioso. A la izquierda, la registrada en el 3º intervalo más lluvioso, a la derecha el 4º, etc.

Si se dispone de histogramas reales de la región, será aconsejable redistribuir los bloques, si observamos, por ejemplo, que el máximo suele producirse en el primer tercio de la tormenta.

Si deseamos un hietograma expresado en Intensidades (mm/h) y los intervalos utilizados son de *m* minutos, habría que multiplicar la altura de cada bloque por **60/m**

Se puede realizar ligeramente simplificado (Ferrer, 1993), consiguiendo un hietograma simétrico, operando del siguiente modo:

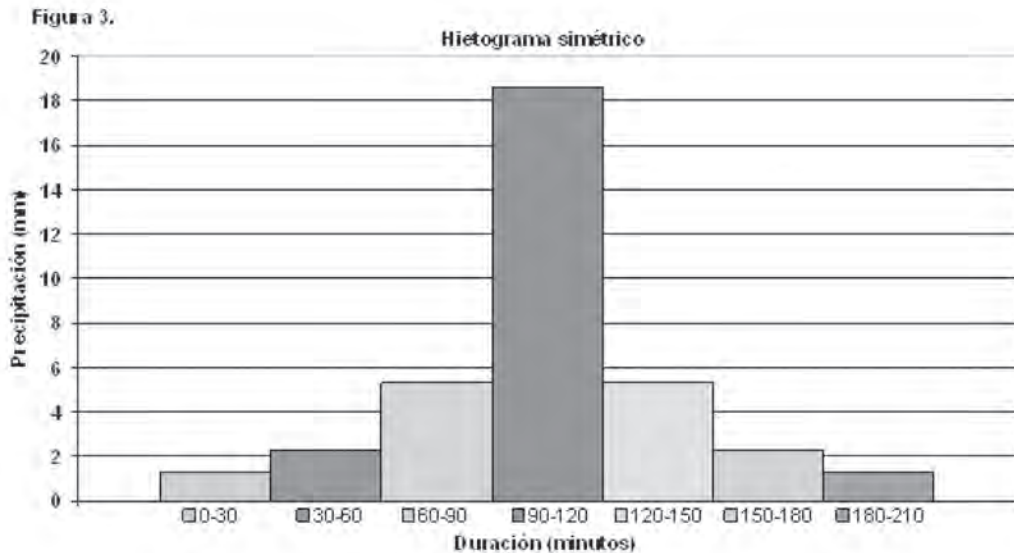
A partir de la curva Intensidad-Duración (Figura 1.) leemos los valores que aparecen anotados en las dos primeras columnas de esta tabla:

D(min)	I(mm/h)	P(mm)	ΔP(mm)
30	37.2	$37.2 \times 0.5 = 18.60$	18.60
90	19.5	$19.5 \times 1.5 = 29.25$	$(29.25-18.60)/2 = 5.32$
150	13.5	$13.5 \times 2.5 = 33.75$	$(33.75-29.25)/2 = 2.25$
210	10.4	$10.4 \times 3.5 = 36.40$	$(36.40-33.75)/2 = 1.32$

Suponemos que los 30 minutos más lluviosos están englobados y en el centro de los 90 minutos más lluviosos; por tanto, a la precipitación de los 90 min más lluviosos le restamos la de los 30 min centrales, y dividimos esa diferencia por 2 (un intervalo de 30 min a cada lado). Estos cálculos aparecen en la última columna de la tabla, y el hietograma resultante es el de la figura 3.

Bajo el hietograma se indican los intervalos del mismo que corresponden a las lecturas realizadas sobre la curva Intensidad-Duración de la figura 1.

Con ambos métodos, hemos generado un hietograma de precipitación total, y para calcular el hidrograma que generaría (hidrograma es una gráfica que relaciona el gasto o caudal de una corriente contra el tiempo), es necesario evaluar previamente la precipitación neta y su correspondiente duración “de”.



3.3.7. Obtención de la Duración en Exceso de la precipitación “de”.

Todo hidrograma unitario se calcula para una duración en exceso **de**, por lo cual es importante su cálculo.

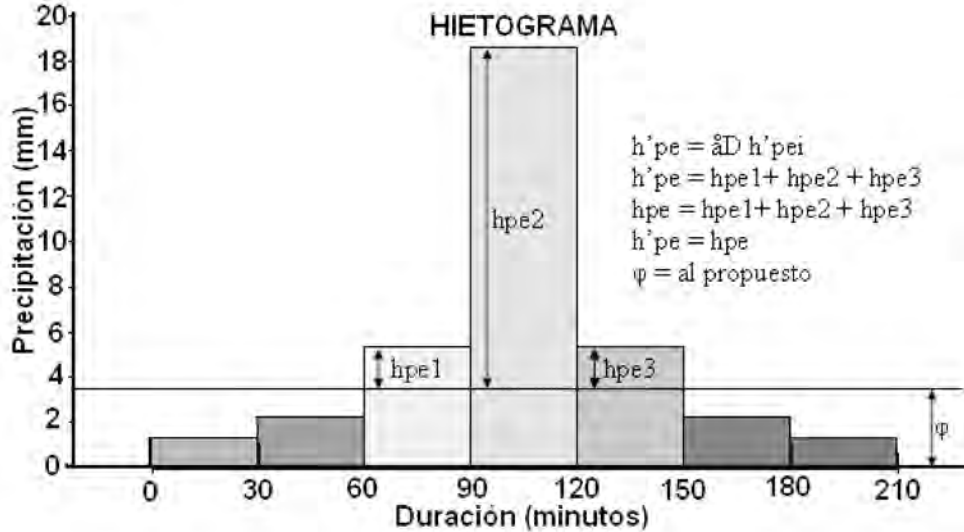
Una forma de calcular **de** es encontrando el índice de infiltración ϕ , ya que de toda precipitación, una parte se infiltra y el resto es precipitación en exceso o efectiva o neta.

La obtención de este índice se basa en la hipótesis de que la recarga en la cuenca, debida a la tormenta en estudio, permanece constante a través de toda la duración de la misma. Además, considera que la intensidad de la lluvia es uniforme en toda la cuenca. El índice de infiltración tiene unidades de longitud entre tiempo (mm/h).

Para la aplicación de este método de solución se requiere disponer del hietograma de la tormenta y su correspondiente hidrograma. Los pasos a seguir son los siguientes:

1. Del hidrograma de la tormenta aislada, se calcula el volumen de escurrimiento directo (**Ve**).
2. Conocida el área de la cuenca (**A**), se obtiene la altura de precipitación en exceso (**hpe**) como:
3. Se supone un índice de infiltración (ϕ) y se localiza en el hietograma de la tormenta.
4. Se calcula la altura de precipitación en exceso (**h'pe**) correspondiente al valor supuesto para ϕ en el paso anterior sumando los incrementos de las ordenadas del hietograma (**hp-t**) que se encuentren por encima de este valor supuesto (figura 4)..
5. Se compara la altura de precipitación en exceso **h'pe** (paso 4) con la obtenida del hidrograma (paso 2, **hpe**), en caso de ser iguales, el valor supuesto para ϕ será el correcto: esto es si **hpe** = **h'pe** \therefore ϕ es correcto, donde, **h'pe** = $\sum \Delta$ **h'pe_i** y Δ **h'pe_i** es la lluvia en exceso en el intervalo de tiempo Δt_i deducido del intervalo de la tormenta.
6. Pero si **hpe** \neq **h'pe** se supone otro valor de ϕ y se repiten los pasos 3, 4 y 5, hasta encontrar para un valor de ϕ la igualdad entre **hpe** y **h'pe** (paso 5).
7. Una vez encontrado el ϕ y se localiza en el hietograma, se observa cual es la duración en exceso **de** (en el hietograma se observa: **de** = 90 minutos), que provoca la precipitación en exceso **hpe** como se observa en la siguiente figura 4.

Figura 4



Debe señalarse que, como la lluvia varía con respecto al tiempo y el índice φ es constante, cuando la variación de la lluvia $\Delta h'pe_i$ en un cierto intervalo de tiempo Δt_i sea menor que φ , se acepta que todo lo llovido se infiltró. El problema se presenta cuando se desea valuar el volumen de infiltración, ya que si se valúa a partir del índice φ , se obtendrá por este hecho un volumen mayor que el real. Para calcular el volumen de infiltración real, se aplica la siguiente ecuación: **$F = (hp - hpe) A$**

Donde:

F = infiltración real en m^3 .

A = área de la cuenca en m^2 .

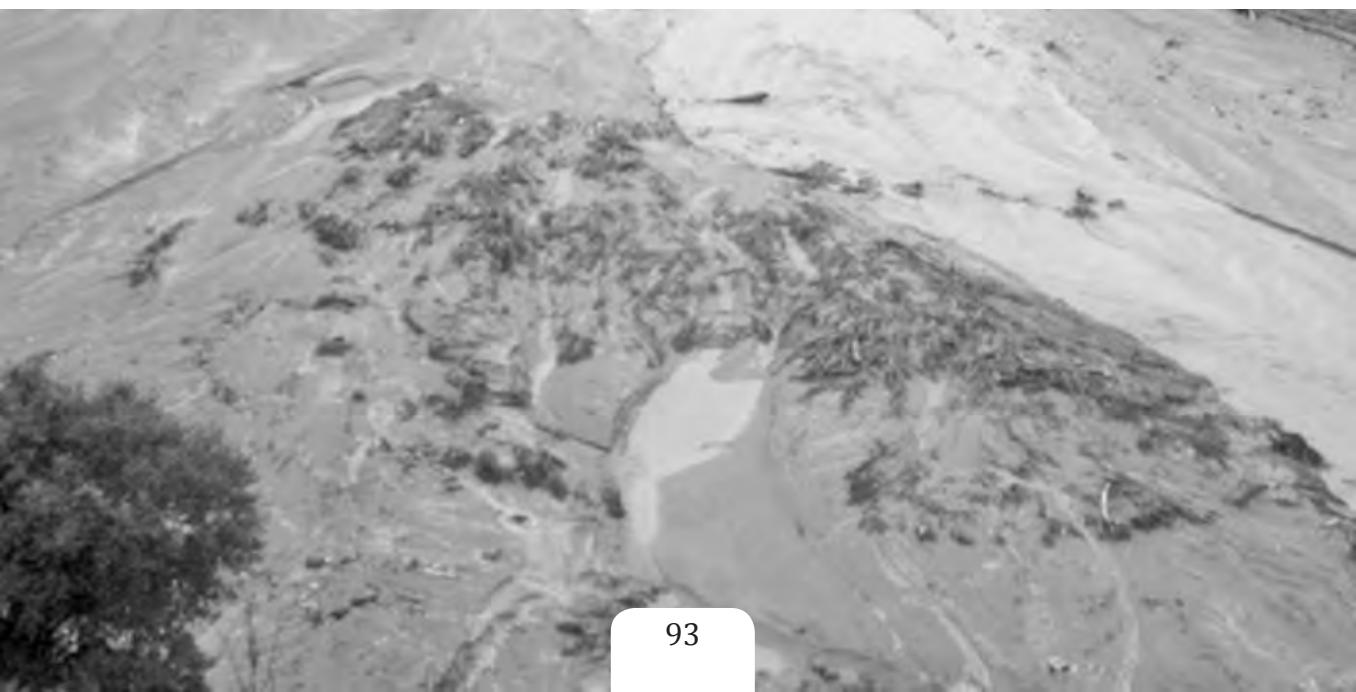
hpe = altura de lluvia en exceso en m.

hp = altura de lluvia debida a la tormenta, la cual es la suma de los $\Delta h'pe_i$ en m.



UNIDAD IV

Escurrimiento Superficial e Hidrometría



4.1. Origen y tipos de escurrimientos

El Análisis de Escurrimiento para una zona determinada, forma parte importante del ciclo hidrológico, ya que se consideran los fenómenos de distribución del agua, su trayectoria desde que precipita sobre la tierra o vuelve directamente por la Evaporación a la atmósfera. Por lo tanto, los escurrimientos forman parte sustancial de los volúmenes de agua que son manejados tanto en forma superficial como subterráneas y su culminación de continuar en las corrientes superficiales o infiltrarse bajo el nivel del terreno, representa una fase fundamental del ciclo Hidrológico.

Se define Escurrimiento, como el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca.

Es común encontrar en alguna literatura hidrológica el concepto de Escurrimiento referida al movimiento del agua sobre la superficie de tierra, pero esto se denomina flujo superficial al que al llegar al cauce se denomina escurrimiento superficial. Escurrimiento superficial es la porción de la precipitación que fluye hacia los arroyos, canales, lagos, u océanos como corrientes superficial, además representa la suma de los gastos de las aguas de las corrientes superficiales y subterráneas captadas por los cauces de arroyos y ríos.

Fuentes de los diferentes tipos de escurrimientos

El agua que fluye en una corriente, puede haberse hecho camino hasta el cauce desde una o varias fuentes diferentes a saber:

- Lluvia caída directamente sobre la superficie de la corriente y sus tributarios o afluentes.
- Flujo superficial: esto es, que cae como lluvia sobre la superficie del suelo y se abre paso hasta el cauce de la corriente, sin infiltrarse en la tierra, ni unirse al nivel hidrostático.
- Flujo subsuperficial: es el agua que cae como lluvia, se infiltra en la capa superficial del suelo y fluye paralelamente a la superficie de éste hasta alcanzar una corriente.
- Flujo subterráneos: o agua originada de lluvia que se infiltró en la tierra, se unió al agua subterránea y luego, al cabo de días, semanas o aún períodos

mucho mayores, se abrió paso a través de los estratos subterráneos hasta la corriente.

Proceso del escurrimiento

Cuando empieza a llover sobre un área más o menos permeable hay un período inicial durante el que:

- El agua de lluvia es interceptada por los edificios, árboles, los arbustos, u otros objetos que le impiden llegar a tierra. A estas cantidades se le llama agua de interceptación; aunque no suele tener mayor importancia, es, a menudo, el medio de distribución del agua de la mayor parte de las lluvias ligeras
- El agua de lluvia se infiltra en la tierra. A esta cantidad se le llama agua de infiltración. La tasa máxima a que un suelo, en condiciones dadas, puede absorber el agua, es su capacidad de infiltración.
- El agua de lluvia encuentra su camino hacia innumerables depresiones pequeñas y grandes, y las lleva hasta su nivel de derrame. A esta última cantidad se le da el nombre de agua de almacenamiento de depresión. Todo este almacenamiento se evapora, es usado por la vegetación o se infiltra en el suelo, nada de él aparece como escurrimiento superficial. La diferencia entre la lluvia total y la es interceptada se llama lluvia en tierra.

Si una vez llenada las depresiones, la intensidad de la lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo, la diferencia se llama lluvia en exceso o abastecimiento. Este exceso se acumula, primero en el suelo como detención superficial, y luego fluye sobre la tierra hacia los cauces de la corrientes. Este movimiento se llama flujo sobre tierra, y el agua que llega a los cauces es el escurrimiento superficial.

4.2. Factores que afectan el escurrimiento

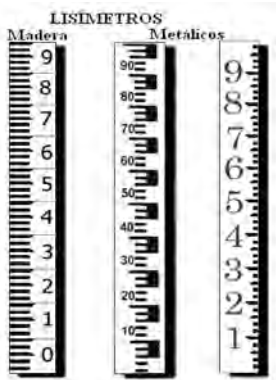
Los factores, que afectan el escurrimiento pueden dividirse en dos grandes grupos.

1. Factores meteorológicos, aquellos asociados con la precipitación: forma, tipo, intensidad, duración y frecuencia de la lluvia, cantidad y la distribución de la lluvia en el área de drenaje.



2. Factores fisiográficos, los asociados con las características de la cuenca ó áreas de drenaje: el tamaño, forma, pendiente, elevación relativa del área drenada, la permeabilidad del suelo, el tipo de vegetación, la humedad antecedente y altura de la capa freática.

4.3. Medición del escurrimiento (Aforo de corrientes)



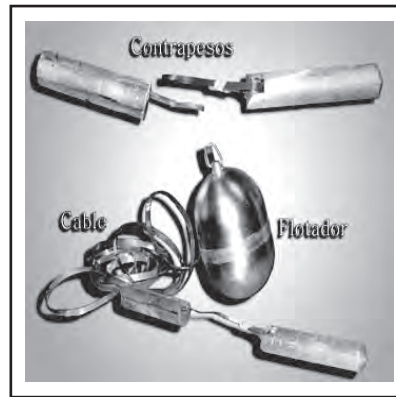
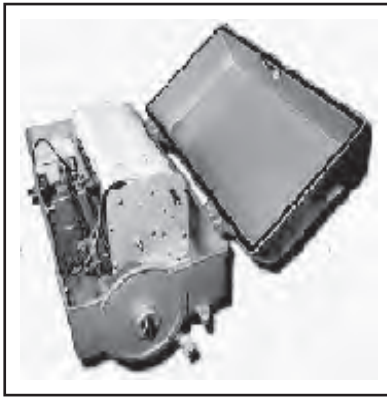
Aforar una corriente significa determinar el gasto que pasa por una sección dada de ella. El modo más simple de medir el nivel de un río es por medio de un limnómetro, o escala, dispuesta de forma que una parte de ella esta inmersa en el agua todo el tiempo. La escala generalmente está graduada en centímetros. También existen escalas metálicas esmaltadas graduadas en milímetros.

Limnímetros. Escala o Limnómetro es una regla graduada generalmente de de 1m. de longitud que tendrán una longitud suficiente como para poder registrar todas las fluctuaciones del nivel de las aguas, pueden ser de un solo tramo, o estar divididas en varias secciones, son construidas de varios materiales, tales como madera, hierro, hormigón, etc. Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología. Dirección de Hidrología, La Paz, Bolivia. <http://www.senamhi.gov.bo/hidrologia/deaforo.htm>. 06-04-2009.

Otro aparato utilizado en la medición de los niveles de una corriente es el limnógrafo, el cual registra el nivel de manera continua mediante el movimiento de un flotador que hace que una plumilla registre en una carta o cinta registradora (limnigrama) colocada en un tambor giratorio.

Limnógrafo y sus accesorios. Limnógrafo horizontal con papel continuo, es un instrumento de precisión adecuado para registrar en función del tiempo fluctuaciones de nivel de la superficie de: lagos, cursos de agua, depósitos, napas freáticas, etc.

Por su diseño es aplicable en zonas en las que no se cuenta con atención frecuente y a condiciones atmosféricas severas, las variaciones son seguidas por un flotador que descansa sobre la superficie del agua, vinculada por un cable o cinta flexible al mecanismo del registrador. La inscripción se realiza con tinta contenida en una pluma de vidrio con conducto capilar.



Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología. Dirección de Hidrología, La Paz, Bolivia. <http://www.senamhi.gov.bo/hidrologia/deaforo.htm>. 06-04-2009

4.4. Métodos de aforo.

Generalmente se usan tres tipos de métodos para aforar corrientes a saber:

- a. Sección de control
- b. Relación sección-pendiente
- c. Relación sección-velocidad

a. **Sección de control:** el criterio de secciones de control es el más aplicable de los tres, pero solo en cauces artificiales o a ríos de sección pequeña y escaso escurrimiento.

Una sección de control de una corriente se define como aquella en la que existe una relación única entre el tirante y el gasto, y las más comunes son las que producen un tirante crítico y los vertederos.

Se forma un tirante crítico, elevando el fondo del cauce, estrechándolo o con una combinación de las dos técnicas, y el gasto se calcula usando la siguiente fórmula:

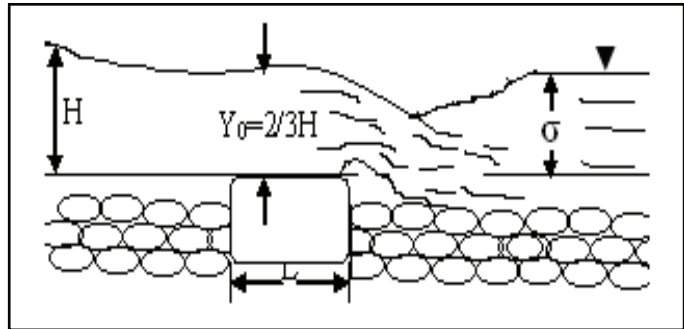
$$Q = 1.7BH^{3/2}$$

Donde:

Q: gasto en m³/s.

B: ancho del cauce en m.

H: carga sobre el vertedor en m.



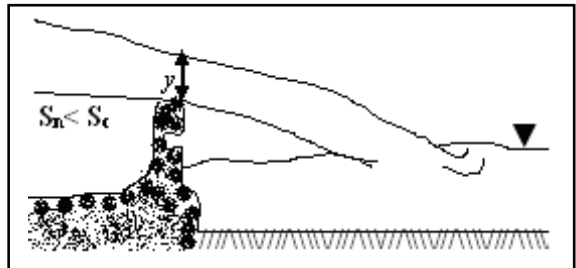
Para que el dispositivo de la figura anterior tenga un buen funcionamiento se recomienda que: $3 < L/H < 4$, y $\sigma < 0.8H$

Otra manera de provocar la formación de un tirante crítico es cuando la topografía permite disponer de una caída libre; en este caso se calcula con el tirante medido justo en la caída y, (ver figura siguiente):

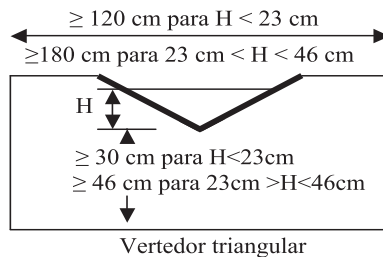
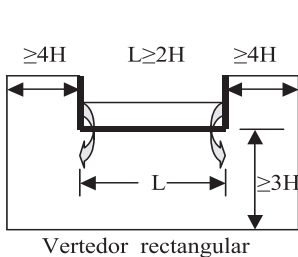
El gasto se calcula con la fórmula:

$$Q = 1.65y\sqrt{gy}$$

Donde y está en m, g en m/s²,
 B en m y Q en m³/s



Los vertederos de pared delgada más recomendables para realizar aforos son el triangular con ángulo de 90° para gastos pequeños (de 0 a 100 l/s) y el rectangular para gastos mayores (de 100 a 1000 l/s).



Si se usa un vertedero rectangular con las dimensiones especificadas en la figura anterior, el gasto se calcula como: $Q = 1.9LH^{3/2}$ y con un vertedor triangular el gasto se calcula como: $Q = 1.49H^{2.48}$, donde H es la carga sobre la cresta del vertedor, en m, medida a una distancia de aproximadamente de 4H aguas arriba de la cresta; L es la longitud de la cresta en m y Q es el gasto en m³/s.

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

b. Relación sección-pendiente: el criterio de sección-pendiente es empleado para completar los registros que no pueden obtenerse mediante sección-velocidad, aunque es muy usado para obtener gastos máximos de corrientes cuando no se disponen aparatos de medición.

Este método se utiliza para estimar el gasto máximo que se presenta durante una avenida reciente en un río donde no se cuenta con ningún otro tipo de aforos. Para su aplicación se requiere solamente contar con la topografía de un tramo del cauce y las marcas del nivel máximo del agua durante el paso de la avenida. Según la fórmula de Manning, la velocidad está dada por:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \dots\dots\dots "1"$$

Donde

$$R=A/P \dots\dots\dots "2"$$

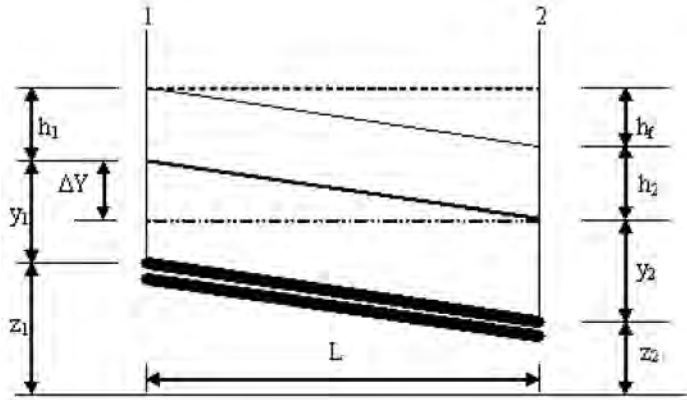
- R: es el radio hidráulico en m.
- A: es el área hidráulica en m²
- P: es el perímetro de mojado en m.
- S: es la pendiente hidráulica en m/m.
- n: es el coeficiente de rugosidad adimensional.
- V: es la velocidad en m/s.



Además, de la ecuación de continuidad se tiene que:

$Q=AV$ "3"

Aplicando la ecuación de Bernoulli entre los extremos inicial y final del tramo resulta:



$z_1 + y_1 + \frac{V_1^2}{2g} = z_2 + y_2 + \frac{V_2^2}{2g} + h_f$ "4"

Donde: $h_1 = \frac{V_1^2}{2g}$ y $h_2 = \frac{V_2^2}{2g}$ "5"

De las ecuaciones "3" y "4" se pueden obtener:

$h_f = \Delta Y + \frac{Q^2}{2g} \left(\frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_2^2} \right)$ "6"

Donde $\Delta Y = (z_1 + y_1) - (z_2 + y_2)$ = diferencia en elevación de las marcas del nivel máximo del agua en los extremos del tramo. Para tomar en cuenta las pérdidas locales, conviene escribir la ecuación "5" de la forma siguiente:

$h_f = \Delta Y + \frac{Q^2}{bg} \left(\frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_2^2} \right)$ "7"



Donde $b=2$ si $A_1 > A_2$ y $b=4$ si $A_2 > A_1$

Usando las ecuaciones "1" y "3" se puede escribir: $\overline{K}_d = \frac{AR^{2/3}}{n}$

$$Q = \frac{A}{n} R^{2/3} S^{1/2} = \overline{K}_d S^{1/2} \dots\dots\dots "8"$$

Donde $K_{di} = \frac{A_i R_i^{2/3}}{n_i}$ es el coeficiente de conducción medio en el tramo, que puede calcularse como el promedio geométrico de los coeficientes de conducción en los extremos del mismo:

$$\overline{K}_d = \sqrt{K_{d1} K_{d2}} \dots\dots\dots "9"$$

Usando las ecuaciones "7" y "8" y tomando en cuenta que $h_f = SL$, se obtiene:

$$\frac{Q^2}{\overline{K}_d^2} = \frac{\Delta Y}{L} + \frac{Q^2}{bgL} \left(\frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_2^2} \right) \dots\dots\dots "10"$$

y despejando Q:

$$Q = \frac{\sqrt{\frac{\Delta Y}{L}}}{\sqrt{\frac{1}{\overline{K}_d^2} - \frac{1}{bgL} \left(\frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_2^2} \right)}} \dots\dots\dots "11"$$

Con la ecuación anterior es posible estimar el gasto de pico de una avenida si se conocen las marcas del nivel máximo del agua en las márgenes, la rugosidad del tramo y la topografía del mismo.

c) Relación sección-velocidad: el criterio de sección-velocidad es el más usual de los tres y utilizable en cualquier tipo de corriente.

Consiste básicamente en medir la velocidad en varios puntos de la sección transversal y después calcular el gasto por medio de la ecuación de continuidad.



Dentro de este método, existen varias maneras para obtener la velocidad del agua:

A) Flotador. Se escoge un tramo recto del río, libre de vegetación o cualquier otro obstáculo que pueda interrumpir el flujo. Se coloca un objeto que flote sobre el agua, a la mitad del tramo. Se mide el tiempo (s) que tarda en recorrer una distancia determinada (m). La velocidad (m/s) estará dada por el cociente entre distancia y tiempo. Este método aunque barato y fácil de usar, es inexacto porque se está midiendo la velocidad en la superficie de la corriente y de acuerdo a la parábola de velocidades del agua, ésta es la más grande y no corresponde a la velocidad media del río o canal.

B) Trazador químico o radioactivo. Este es un método indirecto para obtener la velocidad de una corriente y utiliza trazadores radioactivos (fluoricerinas) o químicos (sales de sodio, cromo o potasio).

El procedimiento consiste en soltar una cantidad conocida de partículas fluorescentes, radiactivas, u otras, al inicio de una sección recta del río previamente seleccionada, para medir el tiempo que tarda en llegar al final de dicha sección. Esto se puede hacer visualmente, con contadores de radioactividad, salinidad o cualquier otro aparato, dependiendo del tipo de partículas usadas. Este y otros métodos aún se encuentran en la etapa de experimentación y su uso todavía está limitado en la práctica.

La fórmula usada en el tramo de un río es:

$$Q = [(K - K') / K'] q$$

Donde:

Q = gasto del río (m³/s)

q = gasto de la solución que se inyecta (m³/s)

K = concentración de la solución inyectada

K' = concentración de la solución observada al final del tramo del río

C) Molinete. Este método es más exacto para medir la velocidad media de un río. Consiste en introducir un aparato especialmente diseñado, que se llama *molinete*, el cual tiene una hélice o rueda de aspas o copas que gira impulsada por la corriente y mediante un mecanismo eléctrico, transmite por un cable el

número de revoluciones por minuto o por segundo con que gira la hélice. Esta velocidad angular se traduce después a velocidad del agua usando una fórmula de calibración que previamente se determina para cada aparato en particular.

La velocidad del flujo en una sección transversal de una corriente tiene una distribución como la que se muestra en la siguiente figura:



Para obtener la velocidad media de un río o canal utilizando el molinete, se escoge una sección transversal al flujo, la cual se divide en secciones o tramos iguales (m). Se introduce el molinete en cada tramo, a los 6/10 de la profundidad media del tramo, que de acuerdo a la parábola de velocidades, es donde se ubica la velocidad media (m/s). Se obtiene la velocidad en cada sección. Es necesario también, conocer el área de cada tramo o sección, por lo que se introduce un estadal en el punto medio de cada sección, obteniéndose la profundidad media (m). Esta se multiplica por el ancho de cada sección (m), dando el área (m²) del rectángulo o tramo. Finalmente, se obtiene el producto de la velocidad (m/s) por el área (m²) dando el gasto (m³/s) de cada sección. La velocidad media se obtiene del cociente entre la sumatoria de todos los gastos y las áreas unitarias de cada sección.

Para determinar el gasto, no es suficiente entonces medir la velocidad en un solo punto, sino que es necesario dividir la sección transversal del cauce en varias subsecciones, llamadas dovelas. El gasto que pasa por cada dovela es:

$$q_i = a_i v_{mi}$$

donde a_i es el área de la dovela i y V_{mi} es la velocidad media en la misma dovela. La velocidad media V_{mi} se puede tomar como la medida a una profundidad de $0.6 Y_i$ aproximadamente, donde Y_i es el tirante medido al centro de la dovela cuando Y_i no es muy grande; en caso contrario, conviene tomar al menos dos

mediciones, a profundidades de 0.2 Yi y 0.8 Yi con lo que la velocidad media es:

$$V_{mi} = (V_{0.2} + V_{0.8}) / 2$$

Cuando Yi es muy grande, puede ser necesario tomar tres o más lecturas de velocidad en la dovela. Es recomendable, además, medir la profundidad de cada dovela cada vez que se haga un aforo. El gasto total será entonces:

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i$$

Donde n es el número de dovelas.

La velocidad se mide con unos aparatos llamados molinetes, que tienen una hélice o rueda de aspas o copas que giran impulsadas por la corriente y, mediante un mecanismo eléctrico, transmiten por un cable el número de revoluciones por minuto o por segundo con que gira la hélice. Esta velocidad angular se traduce después a velocidad del agua usando una fórmula de calibración que previamente se determina para cada aparato en particular y que tiene la siguiente forma:

Donde:

v = velocidad de la corriente, en m/s.

n = número de vueltas de la hélice por segundo.

a = paso real de la hélice, en m.

b = velocidad llamada de frotamiento, en m/s.

Por ejemplo para un molinete OTT-Meter N° 7569, del Minae, la fórmula obtenida en el laboratorio es:

$$\text{Para } n < 0.57 \Rightarrow v = 0.2358 * n + 0.025$$

$$\text{Para } n \geq 0.57 \Rightarrow v = 0.2585 * n + 0.012$$

Se presentan a continuación algunas ilustraciones de molinetes y sus accesorios presentados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia.



Molinete SIAP: el molinete hidráulico, consiste esencialmente en un cuerpo hidrodinámico compuesto de dos partes principales que son: Un rotor provisto de un dispositivo, mediante el cual el agua en su movimiento hace girar, y un mecanismo que permite contar el número de revoluciones que da el citado rotor al generar un impulso eléctrico.

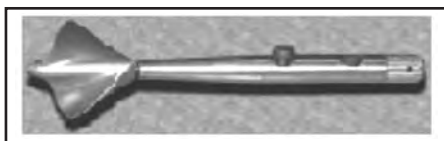


Contador SIAP y Cable de Conexión.

Contador que permite contar los impulsos totalizando el número de vueltas de la hélice, con un selector de tiempo ajustable entre 30 a 120 seg. También contiene un indicador de tres dígitos y con un rango de lectura de 999 revoluciones; alimentado por dos baterías. Varilla: Barra de acero con pisa fondo de 1m de longitud con divisiones de 0.5dm. Esta varilla se incorpora con el molinete y es utilizada para la realización de aforos tipo a vadeo.



Micromolinete AOTTC2: según el paso de la hélice empleado, se puede elegir entre diferentes gamas de velocidad. Cada tipo de hélice mide hasta un cierto alcance de ángulo de oblicuidad de la corriente, solo la componente perpendicular al plano de medición.



Contador Z30. Permite contar los impulsos de un molinete durante un tiempo de medición preseleccionado o libre. Se puede ajustar un tiempo de medición de 30 a 100 seg. controlado por un reloj de cuarzo. Un diodo luminoso rojo permite controlar la tensión de las pilas.



Varilla del micromolinete. Permite o constituye el soporte del molinete

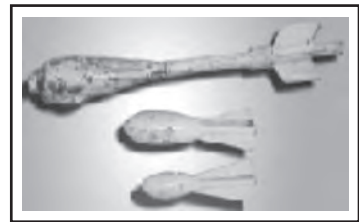


Molinete de cazoletas. El medidor de corriente GURLEY consta de una rueda de cangilones, montada en un eje vertical, que gira al quedar suspendida en agua corriente.



Generalmente la rueda que gira lleva unas aspas o copas sobre las cuales el agua al chocar ejerce una fuerza que le imprime movimiento de rotación, tanto más rápido cuanto mayor sea la velocidad de la corriente. Para contar el número de vueltas que da la rueda, se utilizan diversos sistemas, siendo el más práctico el eléctrico, que transmite una señal perceptible a un audífono o a una linterna, cada cierto número de vueltas de la rueda.

Escandalios o escandallos: son contrapesos que se incorporan conjuntamente con el molinete para dar una estabilidad mejor en las mediciones, dependiendo de la fuerza de la corriente del río se usan distintos contrapesos o escandalios; entre ellos tenemos de >40, 40, 10 y 5 kilogramos.



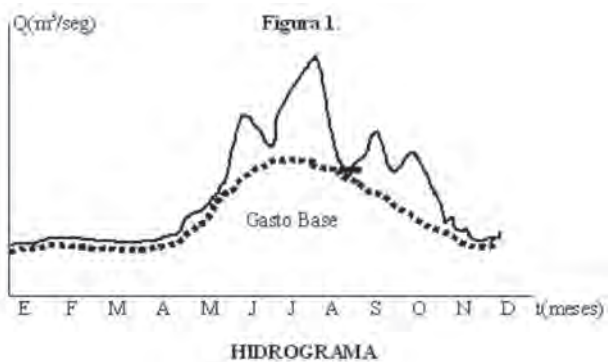
Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología. Dirección de Hidrología, La Paz, Bolivia. <http://www.senamhi.gov.bo/hidrologia/deaforo.htm>. 06-04-2009.

4.5. El Hidrograma

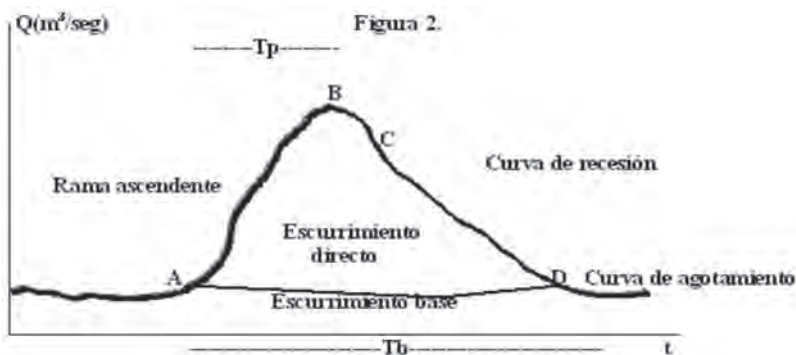
Si se mide el gasto que pasa de manera continua durante todo un año por una determinada sección transversal de un río y se grafican los valores obtenidos contra el tiempo, se obtendrá una gráfica como la siguiente:



Una gráfica como la mostrada en la figura 1. se denomina hidrograma, por tanto podemos decir que un hidrograma es entonces cualquier gráfica que relacione el gasto contra el tiempo (o sea una representación gráfica de las fluctuaciones del caudal respecto al tiempo). La figura 1, representa un hidrograma



anual. Si la escala del tiempo se amplía de tal manera que se pueda observar el escurrimiento producido por una sola tormenta, se tendría una gráfica como la siguiente:



4.5.1. Componentes del hidrograma

Aunque la forma de los hidrogramas producidos por tormentas particulares varía no sólo de una cuenca a otra sino también de tormenta a tormenta, es posible, en general, distinguir las siguientes partes en cada hidrograma (figura 2.):

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

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

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

D: Final del escurrimiento directo. De este punto en adelante, el escurrimiento es sólo del tipo subterráneo y marca el inicio de la curva de agotamiento. Normalmente se acepta como el punto de mayor curvatura de la curva de recesión, aunque pocas veces se distingue fácilmente.

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

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

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

Rama descendente o curva de recesión. Es la parte del hidrograma que va desde el pico hasta el final del escurrimiento directo. Tomada a partir del punto de inflexión, se puede ver como una curva de vaciado de la cuenca.

El tiempo base de un hidrograma aislado puede ir desde algunos minutos hasta varios días y el pico puede tener valores del orden de unos cuantos litros por segundos hasta miles de metros cúbicos por segundo.

El área bajo el hidrograma es el volumen total escurrido; el área bajo el hidrograma y arriba de la línea de separación entre el gasto base y el directo, es el volumen de escurrimiento directo.

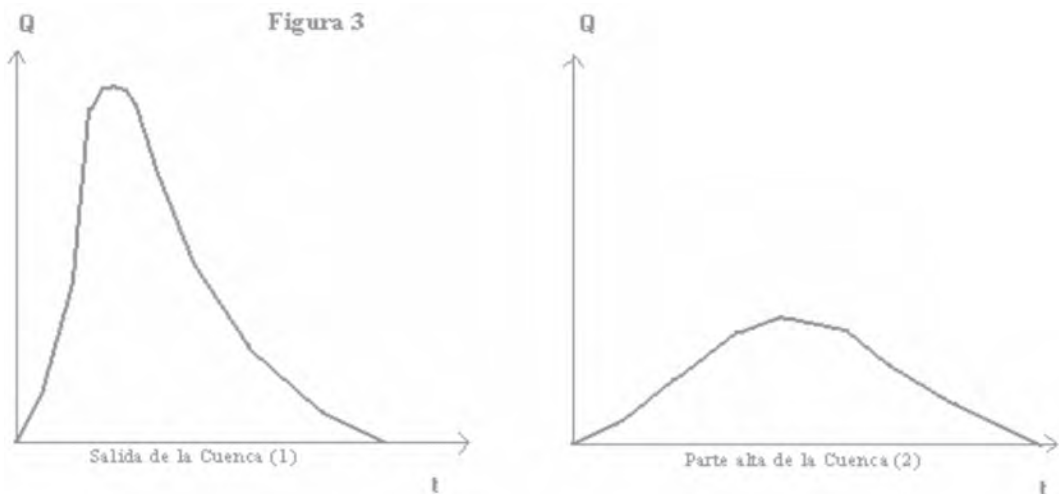
4.5.2. Factores que afectan la forma del hidrograma.

Análisis de los parámetros característicos de una tormenta que afectan la forma del hidrograma:

1. Duración de la lluvia: en realidad, pequeñas diferencias de duración tienen influencia muy leve, aceptándose una tolerancia de $\pm 25\%$ de la duración, por lo que se necesitan pocos H para la cuenca. Una duración básica de aproximadamente un cuarto del tiempo de retardo de la cuenca se acepta como satisfactoria.

2. Patrón de intensidad – tiempo: en la realidad el hidrograma refleja variaciones de forma para grandes variaciones de la intensidad de lluvia. La escala de tiempo para el cuál la variación de intensidad es crítica, está en función del área de la cuenca.

3. Distribución espacial de la lluvia: el hidrograma varía si la precipitación se concentra en la salida de la cuenca (1) o en la parte alta de la cuenca (2), figura 3.



Las variaciones espaciales de la lluvia generan variaciones en el hidrograma. El tamaño límite depende de la exactitud y las características climáticas.

4. Cantidad de escurrimiento: Las ordenadas del hidrograma (caudales) son proporcionales al volumen de escurrimiento (precipitación efectiva), para todas las tormentas de una duración dada y tiempo base iguales. Las curvas de recesión

están en función del caudal pico, los eventos menores generan menores picos que los de grandes tormentas, ya que en proporción lluvias pequeñas tienen menor escurrimiento superficial y mayor escurrimiento subsuperficial y de base.

4.5.3. El hidrograma unitario.

El hidrograma unitario (**HU**) de una cuenca, se define como el hidrograma de escurrimiento debido a una precipitación con altura de exceso (**hpe**) unitaria (un mm, un cm, una pulg, etc.), repartida uniformemente sobre la cuenca, con una intensidad constante durante un período específico de tiempo (duración en exceso **de**).

El hidrograma unitario, es un hidrograma típico de la cuenca. Como las características fisiográficas de la cuenca (área, forma, pendiente, etc.) son relativamente constantes, cabe esperar una considerable similitud en la forma de los hidrogramas, correspondientes a precipitaciones de características similares (duración, intensidad, distribución, cantidad de escurrimiento, etc.). Sería erróneo asegurar que un hidrograma típico, sería suficiente para cualquier cuenca, ya que las características variables de la precipitación, causan variaciones en la forma de los hidrogramas resultantes.

El **análisis de hidrogramas** implica separar el caudal directo y el caudal base, para su consideración en el análisis del hidrograma unitario. Para ello existen distintas metodologías basadas en la rapidez o lentitud en que se manifiesta el escurrimiento subterráneo, al aparecer el escurrimiento directo producto de una precipitación.

El escurrimiento total que pasa por un cauce, está compuesto de: $Q = Q_d + Q_b$

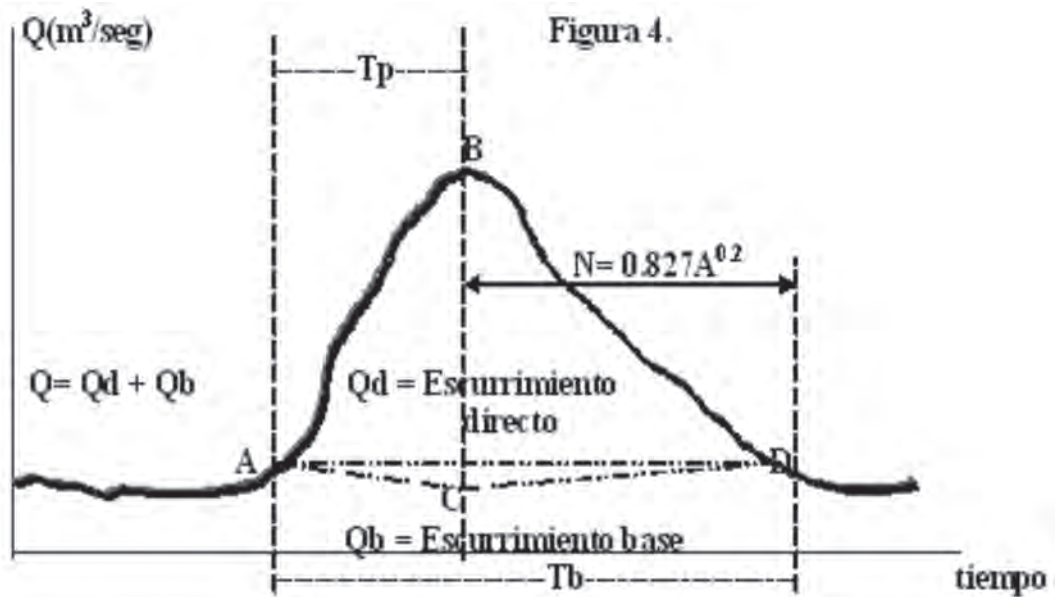
Donde:

Q = escurrimiento o caudal total.

Q_d = escurrimiento directo, producido por la precipitación.

Q_b = escurrimiento base o flujo base, producido por aporte del agua subterránea.





En hidrología, es muy útil ubicar el punto de inicio de la curva de agotamiento (punto D de la figura 4.), a fin de determinar el caudal base y caudal directo.

4.5.3.1 Métodos de separación simplificada del flujo o caudal base:

1.- Una manera de separar el flujo base, es admitir como límite del escurrimiento base, la línea recta A-D de la figura 4 que une el punto de origen del escurrimiento directo A y sigue en forma paralela al eje X.

2.- Otra manera de separar el flujo base, es ubicar el punto D, y para ello se calcula el tiempo N días después del pico. Para obtener el valor de N se utiliza la siguiente expresión:

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

Donde:

N = tiempo, en días.

A = área de recepción de la cuenca, en Km^2 .

Luego se une mediante una línea recta los puntos A y D de la figura 4, que dividen el escurrimiento base del escurrimiento directo, D es el punto de inicio de la curva de agotamiento.

3.- Otra forma también subjetiva, es la de admitir para la separación del flujo base, para el hidrograma antes citado de la figura 4, la línea **A-C-D**; el segmento **A-C** esquematiza la porción de la curva de descenso partiendo del caudal correspondiente al comienzo de la subida, y extendiéndose hasta el instante del pico del hidrograma, el segmento **C-D** es una recta, que une el punto **C** con el punto **D**, escogido igual que en el método anterior.

4.5.3.2. La importancia de la determinación de los caudales

La importancia de la determinación de los caudales se establece en:

- Determinar volúmenes disponibles para almacenamiento disponibles para riego, agua potable, agua industrial, turismo, actividades recreativas, etc.
- Cuantificar los caudales mínimos, en época de estiaje, necesarios para abastecimientos de agua potable o la navegación.
- Calcular las crecidas de un río, las alturas máximas a las que puede llegar y definir la radicación de poblaciones urbanas, construir defensas, zonificar áreas de riesgo hídrico con distintos usos del suelo asociados a esos riesgos, etc.

4.5.4. Construcción del Hidrograma Unitario

Teniendo como datos los registros de precipitación y escurrimiento, se puede calcular el HU correspondiente a una precipitación aislada, a partir del hidrograma originado por dicha tormenta, mediante el siguiente procedimiento:

1.- Obtener el volumen de escurrimiento directo (**Ve**), del hidrograma de la tormenta, para lo cual, transformar los escurrimientos directos a volumen y acumularlo.

2.- Obtener la altura de precipitación en exceso (**hpe**), dividiendo el volumen de escurrimiento directo (**Ve**), entre el área de la cuenca (**A**), es decir:

$$hpe = \frac{Ve}{A}$$

3.- Obtener las ordenadas del hidrograma unitario, dividiendo las ordenadas del escurrimiento directo entre la altura de precipitación en exceso. La duración en exceso (**de**), correspondiente al hidrograma unitario se obtiene a partir del histograma de la tormenta y el índice de infiltración media (φ).

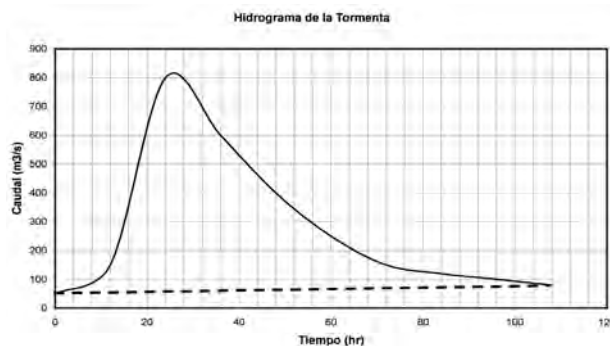
Por ejemplo, obtener el hidrograma unitario de una tormenta, con los siguientes datos: Área de la cuenca, $A = 3077.28\text{Km}^2 = 3077.28 \times 10^6 \text{ m}^2$ Duración en exceso, **de** = 12 horas

Tabla 1. Registro de caudales de la estación limnimétrica.

Tiempo (hr) a	Caudal observado (m^3/s) b
0	50
12	150
24	800
36	600
48	400
60	250
72	150
84	120
96	100
108	80

Solución:

Como paso previo, se dibuja el hidrograma de la tormenta con los datos anteriores:



Para calcular el volumen de escurrimiento directo (V_e), se suman los valores de la columna 4 de la Tabla 2, y como los caudales se dividieron a un intervalo de tiempo de 12 horas ($12 \text{ horas} = 4.32 \times 10^4 \text{ segundos}$) el volumen será:

$$V_e = 2137 \text{ m}^3/\text{s} \times 4.32 \times 10^4 \text{ s} = 9231.84 \times 10^4 \text{ m}^3.$$

La altura de precipitación en exceso (h_{pe}), será:

$$h_{pe} = \frac{V_e}{A} = \frac{9231.84 \times 10^4 \text{ m}^3}{3077.28 \times 10^6 \text{ m}^2} = 3.0 \times 10^{-2} = 0.03 \text{ m} = 30 \text{ mm}.$$

Las ordenadas del HU (columna 5), se obtienen dividiendo las ordenadas del escurrimiento directo (columna 4) entre la altura de precipitación en exceso, expresada en milímetros, en este caso entre 30mm.

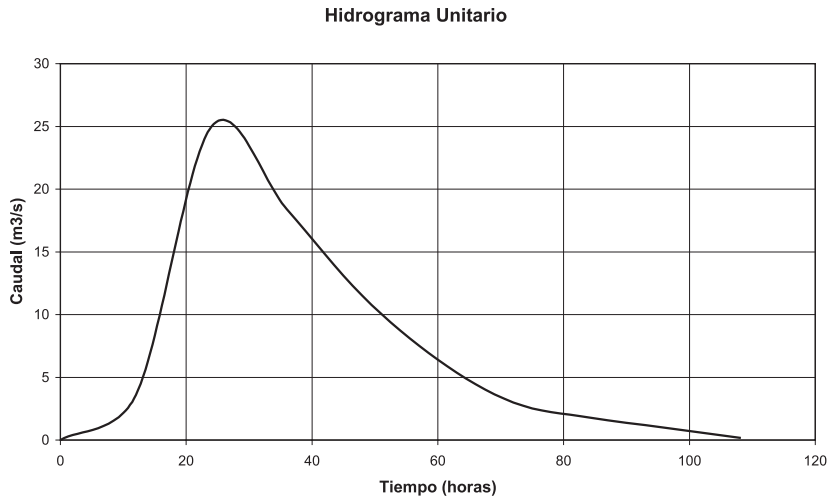
Del hidrograma de la tormenta se obtienen los valores del caudal base a estima, al trazar la línea de separación de componentes, los cuales aparecen en la Tabla 2, en la columna 3.

Tabla 2. Cálculo del Hidrograma Unitario.

1	2	3	4 = 2 - 3	5 = 4/30mm
Tiempo (h)	Caudal observado (m^3/s)	Caudal base estimado (m^3/s)	Caudal directo estimado (m^3/s)	HU de 12 h (m^3/s)
0	50	50	0	0
12	150	40	110	3.6
24	800	40	760	25.0
36	600	50	550	18.4
48	400	55	345	11.5
60	250	58	192	6.4
72	150	60	90	3.0
84	120	65	55	1.8
96	100	70	30	1.0
108	80	75	5	0.17

Total = 2137 m^3/s

En la siguiente figura se muestra el hidrograma unitario resultante, el cual se obtiene planteando los valores de la columna 1 en el eje de las **X** y los valores de la columna 5 de la Tabla 2, en el eje de las **Y**.



4.6. Estimación de los escurrimientos

El cálculo de los escurrimientos superficiales se considera para dos objetivos:

- 1- El Escurrimiento medio, que sirve para estimar el volumen de agua por almacenar o retener.
- 2- Los Escurrimientos máximos necesarios para el diseño de obras de conservación.

4.6.1. Estimación del volumen medio

Para calcular el escurrimiento medio o volumen medio en cuencas pequeñas o áreas de drenaje reducidas, es necesario conocer el valor de la precipitación media, el área de drenaje y su coeficiente de escurrimiento, de tal manera que la fórmula a utilizar es la siguiente:

$$V_m = A C P_m$$

Donde:

V_m = Volumen medio que puede escurrir (miles de m³).

A = Área de la cuenca (km²)

C = Coeficiente de escurrimiento que generalmente varía de 0.1 a 1.0.

P_m = Precipitación media (mm)

Procedimiento:

- 1) Se obtienen el área de la cuenca en ha. o Km² con planos topográficos, fotografías aéreas, o medición directa en el campo.
- 2) Se obtiene el valor del coeficiente de escurrimiento (C) de acuerdo a las características de las cuencas y al uso del suelo. Cuando la cuenca o área de drenaje presenta diferentes tipos de suelos, vegetación y pendiente media, el coeficiente de escurrimiento (C), se obtendrá para cada área parcial y posteriormente se calculará el promedio ponderado de C para aplicarlo en la fórmula.

**Valores de coeficientes de escurrimientos C
 para el cálculo de los Escurrimientos**

VEGETACION Topografía	Textura del suelo		
	GRUESA	MEDIA	FINA
<u>BOSQUES</u>			
Plano (0-5%)	0.10	0.30	0.40
Ondulado (6-10%)	0.25	0.35	0.50
Escarpado (11-30%)	0.30	0.50	0.60
<u>PASTIZALES</u>			
Plano (0-5%)	0.10	0.30	0.40
Ondulado (6-10%)	0.10	0.36	0.55
Escarpado (11-30%)	0.22	0.42	0.60
<u>TERRENO CULTIVADOS</u>			
Plano (0-5%)	0.30	0.50	0.60
Ondulado (6-10%)	0.40	0.60	0.70
Escarpado (11-30%)	0.52	0.72	0.82

Ejemplo de cálculo del coeficiente de escurrimiento y del volumen medio de escurrimiento: se tiene una cuenca o área de drenaje de 120 km², donde 70 km²



son de terrenos planos con cultivos y de textura fina, los otros 50 km² son de terrenos ondulados (5-10% de pendiente) con bosque y de textura media.

Por medio del cuadro para valores de **C** se tiene:

70 km² Terrenos con cultivos, planos y textura fina: **C = 0.60**

50 km² Terrenos con bosque, ondulados y textura media: **C = 0.35**

El valor de **C** ponderado será:

$$C = \frac{70 (0.60) + 50 (0.35)}{120} = 0.50$$

- 3) Con los registros de las estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio determinar la precipitación media, con estos valores se trabaja para determinar los volúmenes medios anuales escurridos.

Sabiendo que el área total de la cuenca es de 120 km², y que la precipitación media anual es de 837 mm, determinar el volumen medio escurrido en dicha cuenca.

$$V_m = 120 \times 0.50 \times 837 = 50,220 \text{ miles de m}^3 = 50,220,000 \text{ m}^3$$

4.6.2. Método Racional y Racional modificado

Los escurrimientos máximos en pequeñas cuencas o áreas de drenaje pueden estimarse mediante dos procedimientos:

- a) **Método racional**
- b) **Método racional modificado**

El método racional presenta dos alternativas de solución, de acuerdo con la información disponible:

- 1) Cuando existen datos pluviográficos de una estación dentro o cercana al área en estudio, se puede utilizar el método racional propiamente dicho.
- 2) Cuando no existen datos pluviográficos, se puede utilizar el método racional modificado con la variante de considerar la lluvia máxima en 24 horas, en lugar de los datos de intensidad de la lluvia.

a) Método racional:

Este método requiere de datos pluviográficos para obtener escurrimientos máximos en una cuenca pequeña y se basa en la aplicación de la siguiente fórmula:

$$Q = 0.028 CIA$$

Donde

Q = Escurrimiento máximo m³/seg.

C = Coeficiente de escurrimiento, que varía de 0.1 – 1.0 de acuerdo con las características propias de la cuenca.

I = Intensidad de la lluvia para una frecuencia o período de retorno dado. Este valor se expresa en cm/hora.

A = Área de la cuenca en ha.

0.028 = constante numérica resultante de las unidades en que se expresan las variables.

Para aplicar este método, es necesario, determinar cada uno de los factores que intervienen en la fórmula, y para lograrlo se siguen los siguientes pasos:

- 1.- Se obtienen el área de la cuenca en hectáreas a partir de planos topográficos, fotografías aéreas, o medición directa en el campo.
- 2.- Se obtiene el valor del coeficiente de escurrimiento (**C**) de acuerdo a las características de la cuenca y al uso del suelo, como se realizó en el método anterior:
- 3.- Se determina el tiempo de concentración (**T_c**) de la cuenca que aporta escurrimiento, hasta el sitio donde se pretende realizar la obra de conservación de suelos.

Tiempo de concentración (T_c): es el tiempo que tarda el agua en pasar del punto más alejado hasta la salida de la cuenca, y se calcula mediante la fórmula siguiente:

$$T_c = 0.000325 \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}}$$

Donde

Tc: Tiempo de concentración en horas.

L: Longitud del cauce principal de la cuenca en m.

S: Pendiente del cauce principal en m/m.

También puede obtenerse el tiempo de concentración, mediante:

$$T_c = \frac{0.02 L^{1.15}}{H^{0.385}}$$

Donde:

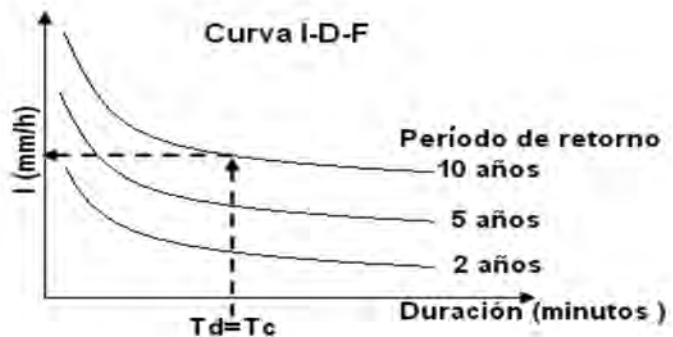
Tc: Tiempo de concentración en minutos.

L: Longitud del cauce principal de la cuenca en m.

H: diferencia de nivel (desnivel) del punto más lejano de la cuenca hasta el punto más bajo en m.

4.- Se obtiene la intensidad de la precipitación. Para obtener la intensidad de la lluvia, se recurre a las curvas de intensidad – duración – frecuencia (**Curva I-D-F**) relativas al área donde se localiza el proyecto.

El tiempo de duración de la tormenta (**Td**) que se emplea en las curvas de intensidad-duración-frecuencia, debe ser igual al tiempo de concentración (**Tc**) de la cuenca, de tal manera que al igualarlo, proporciona el valor de la intensidad de la lluvia para un período de retorno dado, como se muestra en la figura.



Ejemplo del Método Racional: determinar el escurrimiento máximo para un período de retorno de 10 años en una cuenca de 50 ha que cuenta con 20 ha de bosque, de terreno escarpado (10-30%) y con una textura media (franca), otras 10 ha son de (pastos) pradera, de terreno ondulado (5-10%) también de textura media (franca) y las otras 20 ha son cultivados, de terreno plano (0.5%) y con las mismas características texturales. La longitud máxima del flujo o corriente es de 500m. y el desnivel del punto más lejano de la cuenca hasta el punto más bajo es de 50 m.

1. Se obtienen el área de la cuenca en hectáreas a partir de planos topográficos, fotografías aéreas, o medición directa en el campo.
2. Se determina el coeficiente de escurrimiento **C** de acuerdo a tabla vista anteriormente:

Condiciones de la cuenca	1 Superficie en ha.	2 Valor de C	3 = 1 x 2 Producto 1 x 2
Bosque, escarpado, textura media	20	0.50	10
Pastizales, ondulado, textura media	10	0.36	3.6
Terreno cultivado, plano, textura media	20	0.50	10
Total	50		23.6

$$\text{Valor ponderado de } C = \frac{23.6}{50} = 0.472$$

3. Se determina el tiempo de concentración:

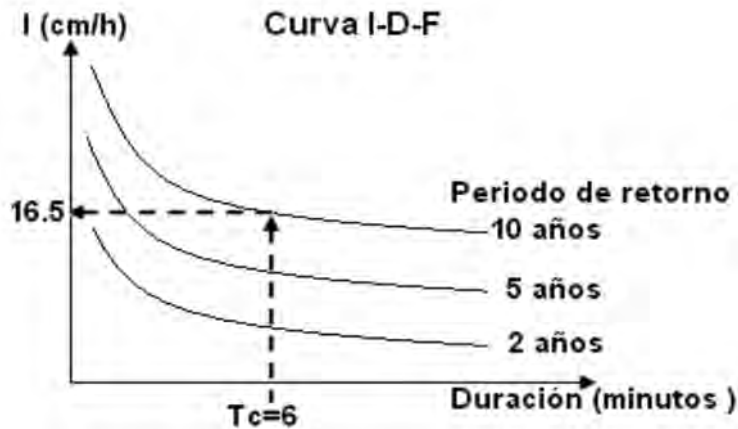
$$T_c = \frac{0.02 L^{1.15}}{H^{0.385}} = \frac{0.02 \times 500^{1.15}}{50^{0.385}} \approx 5.63 \approx 6 \text{ minutos}$$

O también aplicando:

$$T_c = \frac{0.000325 L^{0.77}}{S^{0.385}}$$

$$T_c = \frac{0.000325 (500)^{0.77}}{(0.1)^{0.385}} \approx 0.0944 \text{ horas} \approx 5.66 \text{ minutos} \approx 6 \text{ minutos}$$

4. En la gráfica de curvas intensidad – duración – frecuencia, para la zona de estudio se obtiene la intensidad de la precipitación como se muestra en la gráfica:



Se tiene que el valor de la intensidad de la lluvia para un periodo de retorno de 10 años y una duración de 6 minutos es de 16.5 cm/hora, por lo que el escurrimiento máximo será:

$$Q = 0.028 C I A; \quad Q = 0.028 \times 0.472 \times 16.5 \times 50; \quad \text{por lo que: } Q = 10.90 \text{ m}^3/\text{seg}$$

b) Método Racional Modificado:

Para estimar Escurrimientos máximos. La modificación del método racional consiste en utilizar los valores de lluvia máxima en 24 horas para diferentes períodos de retorno, en lugar del valor de intensidad, de tal manera que la fórmula queda de la forma siguiente:

$$Q = 0.028 C L A$$

Donde:

Q = Escurrimiento máximo en m^3/seg

0.028 = constante numérica resultante de las unidades en que se expresen las variables.

C = Coeficiente de escurrimiento que varía de 0.1 a 1 de acuerdo con las características de la cuenca.

L = Lluvia máxima en 24 horas para un período de retorno dado. Este valor se expresa en cm.

A = Área de la cuenca en ha.

Es importante considerar que para el caso más crítico, la lluvia reportada en 24 horas, se puede presentar en una hora. Por tal razón, este valor se debe expresar en cm/hora.

Para obras de conservación del suelo y del agua, se recomienda utilizar un período de retorno de 5 años y solo en áreas donde se realizan fuertes inversiones, se pueden utilizar períodos de retorno mayores (10 ó 25 años)

Ejemplo del Método Racional Modificado: determinar el escurrimiento máximo para un período de retorno de 5 años en una cuenca de 100ha donde las características de la cuenca son las siguientes:

40 ha. de terreno plano, sembrado de alfalfa (pasto), textura gruesa.

20 ha. de terreno ondulado (5-10%) pasto natural, suelo de textura media

40 ha. de terreno plano, cultivado y con suelo de textura media.

Condiciones de la cuenca	1 Superficie en ha.	2 Valor de C	3 = 1 x 2
Terreno plano, cultivado de alfalfa y textura gruesa.	40	0.30	12
Terreno ondulado sembrado con pasto y suelo de textura media	20	0.36	7.2
Terreno plano, cultivado y textura media	40	0.50	20
Total	100		39.2

Valor ponderado de $C = \frac{39.2}{100} = 0.392$

Para la zona de estudio se determina la lluvia máxima en 24 horas para un período de retorno de 5 años, y se tienen una lluvia de 10 cm, por lo que el escurrimiento se determina como:

$Q = 0.0028 C L A$; $Q = 0.028 \times 0.392 \times 10 \text{ cm} \times 100\text{ha}$; $Q = 10.98 \text{ m}^3/\text{seg.}$



4.6.3. Método del Servicio de Conservación de Suelo de los Estados Unidos.

El método fue desarrollado utilizando datos de un gran número de pequeñas cuencas experimentales. Entre 1935 y 1937 se aforaron un gran número de cuencas de drenaje en los Estados Unidos con pendientes medios de 0.45%. Las descargas medidas, complementadas con datos ya existentes, fueron procesadas considerando cuatro regiones diferentes en la parte húmeda de los EEUU. Para cada región. El método del Servicio de Conservación de Suelos para estimar el escurrimiento medio y máximo causado por una lluvia, está basado en las investigaciones y metodologías desarrolladas por los hidrólogos del SCS en los últimos 30 años. La ventaja de este método es poder predecir el escurrimiento basado en datos de precipitación y características de los suelos, donde no existan aforo de corrientes o datos hidrometeorológicos, que en general, son las áreas donde se realizan las obras de conservación del suelo y del agua.

El método se puede resumir y expresarlo matemáticamente mediante la siguiente fórmula:

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

Donde:

Q = escurrimiento medio en mm.

P = precipitación por evento en mm

S = Retención máxima potencial en mm.

Como la retención máxima potencial (S) depende de las condiciones del suelo, vegetación y tratamiento de cultivos, entonces es factible relacionarlo con las curvas numéricas (CN), las cuales son función de los factores antes mencionados. La retención máxima potencial se puede obtener en base a la siguiente relación empírica:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Donde:

S = Retención máxima potencial en mm.

CN = Curva numérica adimensional.

Estas curvas numéricas son una representación general de los coeficientes de escurrimiento y fueron obtenidas por el SCS basados en la observación de hidrogramas procedentes de varias tormentas en diferentes áreas de los Estados Unidos.

Estas Curvas dependen del:

- a) **Tipo o grupo hidrológico de suelo.**
- b) **La condición hidrológica de la cuenca o área de drenaje.**
- c) **Del uso del suelo con sus tratamientos.**
- d) **La condición de humedad antecedente.**
- a) **Tipo o grupo hidrológico de suelo.**

Utilizando las características texturales de los suelos (más de 3000) el SCS clasificó a aquellos en cuatro grupos de acuerdo con sus características hidrológicas para producir escurrimientos como se muestra en el cuadro 1.

Cuadro 1. Grupos hidrológicos de suelos usados por el SCS.

GRUPO DE SUELO	DESCRIPCION DE LAS CARACTERISTICAS DEL SUELO
A	Suelos con bajo potencial de escurrimiento, incluye arenas profundas con muy poco limo y arcilla; también, suelo permeable con grava en el perfil.
B	Suelos con moderadamente bajo potencial de escurrimiento. Son suelos arenosos menos profundos y agregados que en el grupo A. Este grupo tiene una infiltración mayor que el promedio cuando húmedo. Incluye suelos migajones, arenosos ligeros y migajones limosos.
C	Suelos con moderadamente alto potencial de escurrimiento. Comprende suelos someros y suelos con considerable contenido de arcilla, pero menos que el grupo D. Este grupo tiene una infiltración menor que la promedio después de saturación. Como por ejemplo suelos migajones arcillosos.
D	Suelos con alto potencial de escurrimiento. Por ejemplo, suelos pesados, con altos contenidos de arcillas expandibles y suelos someros con materiales fuertemente cementados.

b) Condición hidrológica de la cuenca o área de drenaje.

Este indicador de la cubierta vegetal y su variación depende de la densidad de la cobertura, de tal manera que se presentan en tres grandes grupos:

Condición Hidrológica	Densidad de Cobertura
Buena	> del 75%
Regular	entre 50 y 75%
Mala	< del 50%

Como la vegetación es clasificada de acuerdo con su porte, el tipo de vegetación influye en la condición hidrológica y ella varía con el uso del terreno como se muestra en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Caracterización Hidrológica para varios usos del suelo.

USO DEL SUELO	CONDICION HIDROLOGICA
Pastos Naturales	Pastos en condiciones malas, son dispersos, fuertemente pastoreados con menos que la mitad del área total con cobertura vegetal. Pastos en condiciones regulares, están moderadamente pastoreados con la mitad o las tres cuartas partes del área total con cubierta vegetal. Pastos en buenas condiciones, están ligeramente pastoreados y con más de las tres cuartas partes del área total con cubierta vegetal.
Áreas Boscosas	Áreas en condiciones malas, tienen árboles dispersos y fuertemente pastoreados sin crecimiento rastrero. Áreas en condiciones regulares, son moderadamente pastoreadas, y con algo de crecimiento rastrero. Áreas en condiciones buenas, están densamente pobladas y sin pastorear.
Pastizales mejorados	Pastizales mezclados con leguminosas sujetas a un cuidadoso sistema de manejo de pastoreo, son como buenas condiciones hidrológicas.

USO DEL SUELO	CONDICION HIDROLOGICA
Rotación de praderas	Praderas densas, moderadamente pastoreadas, usadas en una bien planeada rotación de cultivos y praderas, son consideradas como que están en buenas condiciones hidrológicas. Áreas con material disperso, sobre pastoreados, son considerados como malas condiciones hidrológicas.
Cultivos	Condiciones hidrológicas buenas se refiere a cultivos los cuales forman parte de una buena rotación de cultivos (cultivos de escarda, praderas, cultivos tupidos). Condiciones hidrológicas malas, se refiere a cultivos manejados en base a monocultivos.

c) **Uso del suelo con sus tratamientos.**

La utilización de los terrenos ya sea como áreas de cultivo, pastizales y bosques tienen influencia en los escurrimientos y esto es más notorio cuando además de la cubierta vegetal se desarrollan tratamientos al suelo o se realizan sistemas de siembra en hileras, tupidos en surcos rectos o al contorno. Por esta razón, los usos del suelo de las zonas húmedas y subhúmedas de los Estados Unidos y las prácticas de cultivo y tratamiento al suelo, se obtuvieron los valores de las curvas numéricas (CN) para diferentes condiciones hidrológicas y tipos de suelos como aparecen en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Curva Numérica (CN) usada para estimar escurrimientos bajo diferentes complejos Suelo-Cobertura y Manejo (Datos para la Condición de Humedad Antecedente II, y Ia=0.2S).

COBERTURA			GRUPOS DE SUELOS			
USO DEL SUELO	TRATAMIENTO O PRACTICA	CONDICION HIDROLOGICA	A	B	C	D
			CURVA NUMERICA (CN)			
SUELO EN DESCANSO	Surcos rectos		77	86	91	94
CULTIVO DE ESCARDA	Surcos rectos	Mala	71	81	88	91
	Surcos rectos	Buena	67	78	85	89
	Curva a nivel	Mala	70	79	84	88
	Curva a nivel	Buena	65	75	82	86
	Terraza y curva a nivel	Mala	66	74	80	82
	Terraza y curva a nivel	Buena	62	71	78	81
CULTIVOS TUPIDOS	Surcos rectos	Mala	65	76	84	88
	Surcos rectos	Buena	63	75	83	87
	Curva a nivel	Mala	63	74	82	85
	Curva a nivel	Buena	61	73	81	84
	Terraza y curva a nivel	Mala	61	72	79	82
	Terraza y curva a nivel	Buena	59	70	78	81
LEGUMINOSAS EN HILERAS O FORRAJE EN ROTACIÓN	Surcos rectos	Mala	66	77	85	85
	Surcos rectos	Buena	58	72	81	85
	Curva a nivel	Mala	64	75	83	85
	Curva a nivel	Buena	55	69	78	83
	Terraza y curva a nivel	Mala	63	73	80	83
	Terraza y curva a nivel	Buena	57	67	76	80
PASTIZALES	Sin tratamiento mecánico	Mala	68	79	86	89
	Sin tratamiento mecánico	Regular	49	69	79	84
	Sin tratamiento mecánico	Buena	39	61	74	80
	Curva a nivel	Mala	47	67	81	88
	Curva a nivel	Regular	25	59	75	83
	Curva a nivel	Buena	6	35	70	79
PASTO DE CORTE		Buena	30	58	71	78
BOSQUE		Mala	45	66	77	83
		Regular	36	60	73	79
		Buena	25	55	70	77
CAMINOS TIERRA		Buena	72	82	87	89
CAMINOS PAVIMENTADOS		Buena	74	84	90	92

d) Condición de humedad antecedente.

Es de esperarse que el escurrimiento aumente a medida que aumenta la condición de humedad del suelo al momento de presentarse la tormenta. Por esa razón, en este método la condición de humedad del suelo producto de los cinco días previos a la tormenta son considerados y se presentan en tres grupos en el Cuadro 4.

Cuadro 4. Condición de humedad antecedente como función de la precipitación.

CONDICION DE HUMEDAD ANTECEDENTE	PRECIPITACION ACUMULADA DE LOS CINCO DIAS PREVIOS AL EVENTO EN CONSIDERACION (mm)
I	0 - 12.7
II	12.7 - 38.1
III	> 38.1

Cuando se haya seleccionado el valor de CN del cuadro 4, se obtiene un valor que está dado por la condición de humedad antecedente intermedia (II), por tal razón, se deben considerar los datos de precipitación de los cinco días previos al evento que se desea utilizar para la predicción del escurrimiento, y si esto es menor de 12.7 mm la condición de humedad antecedente es seca (I) y en el cuadro 5, se busca el nuevo valor de CN que corresponda a esta condición. Lo mismo se realiza cuando la precipitación es mayor de 38.1 mm, pero ahora la condición de humedad antecedente es húmeda (III).

Cuadro 5. Curvas numéricas (CN) para condiciones antecedentes de humedad del suelo seca (I) y húmeda (III) a partir de las condiciones de humedad intermedia (II).

CN PARA CONDICION II	CN CORRESPONDIENTES A	
	CONDICION I	CONDICION III
100	100	100
95	87	98
90	78	96
85	70	94
80	63	91

CN PARA	CN CORRESPONDIENTES A	
	CONDICION II	CONDICION I
75	57	88
70	51	85
65	45	82
60	40	78
55	35	74
50	31	70
45	26	65
40	22	60
35	18	55
30	15	50
25	12	43
20	9	37
15	6	30
10	4	22
5	2	13

4.6.4. Método de huellas máximas

Tiene la ventaja de no requerir de datos de precipitación y se recomienda en cárcavas donde se observe claramente las huellas dejadas por los escurrimientos máximos que se hayan presentado.

Para calcular los escurrimientos máximos por este método se utiliza la formula siguiente:

$$Q = A V$$

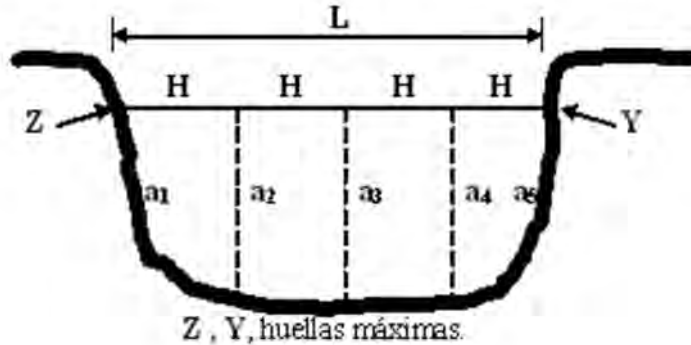
Donde:

Q: Escurrimiento máximo m³/seg

A: Área hidráulica de la sección en m²

V: Velocidad del flujo (m/seg)

Cálculo del área hidráulica en cárcavas con taludes verticales y sección transversal en forma de U:



Con una cinta se mide la longitud (L) que existe entre las huellas máximas, en la sección de la cárcava para determinar la altura de los trapecios (H).

a_1, a_2, a_3, a_4 y a_5 , son las ordenadas de los trapecios.

El área de la sección transversal se determina mediante la siguiente fórmula:

$$A = H \left(\frac{a_1 + a_n}{2} + a_2 + a_3 + \dots + a_n \right)$$

Procedimiento:

- Se mide la longitud L que existe entre las huellas máximas en la sección de la cárcava donde se pretende ubicar la estructura.
- Se divide la longitud en porciones iguales (H) recomendándose una mayor división entre más irregular sea el fondo.
- Se mide la distancia o altura (las ordenadas) de las huellas máximas.
- Y se aplica la fórmula que en su forma general se escribe:

$$A = H \left(\frac{a_1 + a_n}{2} + a_2 + a_3 + \dots + a_n \right)$$

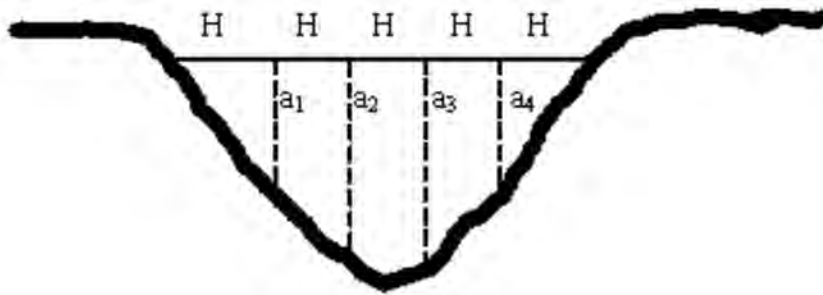
Donde:

A = área de la sección transversal en m^2 .

H = altura de los trapecios en m .

$a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ = las ordenadas de los trapecios en m .

Cálculo del área hidráulica en cárcavas con taludes inclinados y sección transversal en forma de V:



El área se calcula aplicando la fórmula siguiente:

$$A = H * \sum a_i$$

Donde:

A = área de la sección transversal en m²

H = altura en m

a_i = las ordenadas m.

Cálculo de la velocidad del flujo:

Para calcular la velocidad de flujo o de la corriente, se utiliza la fórmula de Manning:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

Donde:

R = A/P

R: es el radio hidráulico en m.

A: es el área hidráulica en m²

P: es el perímetro de mojado en m.

S: es la pendiente hidráulica en m/m.

n: es el coeficiente de rugosidad adimensional.

V: es la velocidad en m/s.

El perímetro de mojado **P** se mide con una cinta o cuerda, siguiendo el contorno de la cárcava sin incluir el espejo de agua.

Se determina la pendiente media de la porción de la cárcava donde se pretende ubicar la estructura y se expresa este valor en m/m (tanto por uno). Por ejemplo si la pendiente media para la sección de la cárcava es del 7% el valor por utilizar será de 0.07 m/m.

El coeficiente de rugosidad; este valor está en función de las características de la cárcava, y para determinarlo se utiliza la tabla de valores del coeficiente de rugosidad (n) propuesto por Horton.

**Valores del coeficiente de rugosidad (n)
propuesto por Horton.**

SUPERFICIE	Paredes o taludes del canal o cárcava			
	PERFECTAS	BUENAS	MIDIANAMENTE BUENAS	MALAS
1) Limpios, bordos rectos, llenos, sin hendiduras, ni charcos profundos.	0.0025	0.0275	0.030	0.033
2) Igual al (1) pero con algo de hierba y piedra	0.030	0.033	0.035	0.040
3) Sinuosos, algunos charcos y escollos, limpio.	0.033	0.035	0.040	0.045
4) Igual al (3) de poco tirante, con pendiente y sección menos eficiente	0.040	0.045	0.050	0.055
5) Igual al (3) algo de hierba y piedra.	0.035	0.050	0.055	0.060

SUPERFICIE	Paredes o taludes del canal o cárcava			
	PERFECTAS	BUENAS	MIDIANAMENTE BUENAS	MALAS
6) Igual al (4) secciones pedregosas.	0.045	0.050	0.055	0.060
7) Ríos pedregoso, cauces en hierbados o con charcos profundos.	0.050	0.060	0.070	0.080
8) Playas muy enhierbadas.	0.075	0.2	0.125	0.15

Ejemplo del Método simplificado de las huellas máximas: calcular el escurrimiento en una cárcava, donde se aprecian las huellas máximas y cuya sección en forma de **U** con sus dimensiones son $a_1=0.85\text{m}$, $a_2=0.94\text{m}$, $a_3=1.15\text{m}$, $a_4=1.24\text{m}$, $a_5=1.14\text{m}$, $a_6=1.02\text{m}$, $H=0.80\text{m}$, $P=5.07\text{m}$. La pendiente media de la cárcava es del 8% y sus taludes son buenos, superficie con algo de hierba y piedras, sinuoso, algunos charcos y escollos.

El área de la sección transversal se determina mediante la siguiente fórmula:

$$A = H \left(\frac{a_1 + a_n}{2} + a_2 + a_3 + \dots + a_n \right)$$

Sustituyendo los valores de campo en la fórmula se tiene:

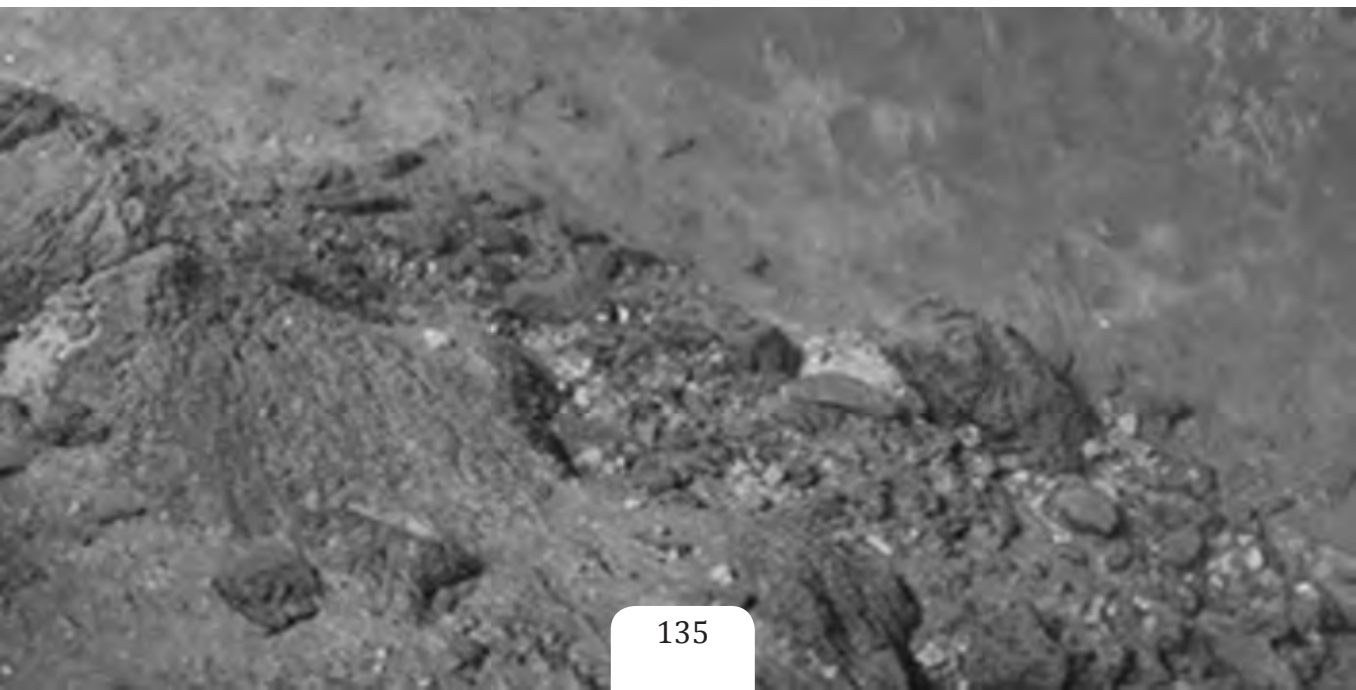
$$A = 0.80 \left(\frac{0.85 + 1.02}{2} + 0.94 + 1.15 + 1.24 + 1.14 \right) = 4.324\text{m}^2$$





UNIDAD V

Aguas Subterráneas



5.1. Generalidades

La corteza de la tierra, compuesta de rocas duras diversas y la sobrecapa no consolidada, sirve de inmenso depósito subterráneo para el almacenamiento y transmisión de las aguas subterráneas percolantes. Las rocas que componen la corteza terrestre las encontramos, rara vez, totalmente sólidas, contienen numerosas aberturas llamadas intersticios que varían ampliamente de formas y tamaños. Aunque estos intersticios pueden alcanzar dimensiones cavernosas en algunas rocas, de señalarse que la mayoría de estos intersticios son muy pequeños. En general se comunican entre sí, lo que permite el movimiento de las aguas percolantes; pero, en algunas rocas aparecen aislados, lo que impide la transmisión del agua entre los intersticios. Por consiguiente, el modo en que se presente el agua subterránea en las rocas de una área dada, está determinado en gran parte por la geología de esa área.

Estimaciones comparativas han revelado que, a nivel mundial, el recurso hidráulico disponible en el subsuelo es mucho mayor que el disponible en la superficie. Según una de dichas estimaciones, más del 90% del agua dulce existente en la Tierra se encuentra bajo la superficie del terreno; otra de ellas indica que el volumen de agua almacenada en el subsuelo de nuestro planeta es unas 20 veces mayor que el de agua dulce superficial.

Independientemente de la dudosa precisión de las cifras anteriores, el hecho es que las fuentes de agua superficial ya están siendo aprovechadas en su mayoría, mientras las demandas de agua continúan aumentando progresivamente a causa de la explosión demográfica. Esto significa que en el futuro las demandas tendrán que ser satisfechas cada vez en mayor proporción con agua procedente de las fuentes subterráneas. Si a esto se agrega que gran parte del planeta está ocupado por zonas desérticas, donde el único recurso hidráulico disponible se encuentra en el subsuelo, queda fuera de toda duda la gran importancia de este recurso.

Aguas subterráneas vs. Aguas superficiales

Pero además de su mayor abundancia, el agua subterránea presenta, por naturaleza, varias ventajas con respecto al agua superficial, como son:



1.- Menores pérdidas por evaporación. Todos los recipientes de agua superficial pierden cantidades significativas de agua por evaporación. Por ejemplo, una zona donde la lámina de evaporación anual es de unos 2 m/año, una masa de agua superficial perdería por este concepto un volumen del orden de 2 millones de m^3 por km^2 de extensión superficial. Este volumen sería equivalente al extraído por un pozo que operara continuamente durante todo el año con un caudal de unos 60 lps. En cambio, los recipientes subterráneos sólo pierden cantidades importantes de agua por evapotranspiración cuando los niveles freáticos se encuentran muy someros.

2.- Menor exposición a la contaminación. Es bien sabido que uno de los grandes problemas de la actualidad es la contaminación: la gran mayoría de las corrientes y masas de agua superficial se están contaminando rápidamente en mayor o menor grado. El agua subterránea, en cambio, está relativamente salvaguardada de este perjuicio, gracias a que los materiales granulares funcionan como un gran filtro que retiene los contaminantes, especialmente los biológicos; y aunque existe la contaminación química provocada por el mal manejo del recurso, la baja velocidad con que el agua circula en el subsuelo no propicia su rápida propagación a grandes áreas como en la superficie.

3.- Disponibilidad menos afectada por las variaciones climáticas. Unos de los problemas más serios que enfrenta el aprovechamiento de las aguas superficiales, es que su disponibilidad depende especialmente de las variaciones de la precipitación pluvial, al grado que en uno o dos años secos consecutivos tal disponibilidad puede ser prácticamente nula. Por el contrario, los recipientes subterráneos resultan, en general, mucho menos afectados por esto, gracias a que existe una reserva almacenada, acumulada durante siglos, generalmente mucho mayor que la recarga anual, permitiendo una explotación más flexible del recurso.

4.- Distribución más amplia en el área. El agua superficial es un recurso transitorio y su presencia es relativamente localizada. Su aprovechamiento en gran escala, por tanto, requiere de obras de almacenamiento y conducción. En cambio, en el subsuelo el agua tiene una distribución muy amplia, lo que permite su captación en el sitio donde va a ser utilizada o en sus inmediaciones. El vaso de almacenamiento ya existe en el subsuelo, construido por la naturaleza, y funciona al mismo tiempo como un gran conducto.



5.- No hay pérdida de la capacidad de almacenamiento. Todo vaso superficial pierde gradualmente su capacidad de almacenamiento al ser azolvado por los sedimentos que transportan las corrientes que lo alimentan, hasta que eventualmente puede quedar inutilizado. La capacidad de almacenamiento de los vasos subterráneos no es afectada significativamente en la gran mayoría de los casos.

6.- Temperatura del agua constante. El agua superficial, al estar expuesta a los cambios atmosféricos, varía continuamente en su temperatura. En países fríos, donde el agua llega a congelarse durante los períodos invernales, esto constituye un serio problema. La temperatura del agua subterránea, por otro lado, es casi constante, debido a que el subsuelo funciona como un regulador térmico.

Por lo demás, el recurso subterráneo presenta también algunas desventajas. La primera y principal es que el agua subterránea no es visible, y esto dificulta seriamente su estudio, su cuantificación, su explotación racional y su manejo.

5.2. El agua subterránea

5.2.1. Distribución del agua en el subsuelo

Es muy difundida la creencia de que en el subsuelo el agua se encuentra formando enormes lagos subterráneos o corrientes muy localizadas que fluyen a lo largo de conductos de gran tamaño. Sin embargo, aunque así se presenta en algunos acuíferos constituidos por rocas volcánicas o por rocas carbonatadas, en la gran mayoría de los casos el agua circula y se almacena en los poros que dejan entre sí las partículas de material, es decir, en un medio poroso.

Las características del medio poroso “tamaño, forma e interconexión de los poros”, pueden ser muy variables y dependen de los procesos geológicos que lo originaron. Por lo tanto, el conocimiento del marco geológico es esencial para la comprensión del comportamiento del agua subterránea.

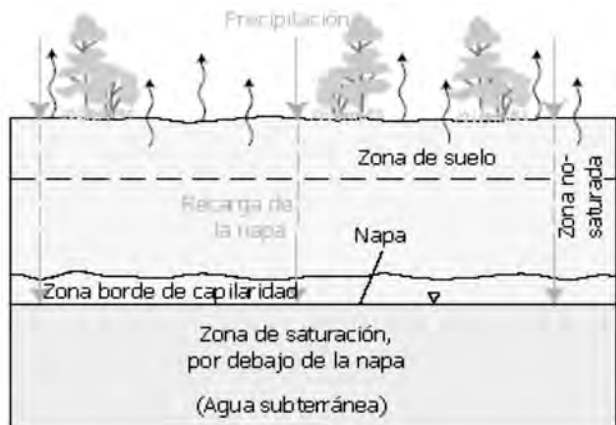
En el subsuelo el agua se encuentra distribuida en dos grandes zonas: la de aireación y la de saturación.



La zona de aireación, comprendida entre la superficie del terreno y el nivel freático, está parcialmente saturada y se subdivide en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar. En la primera zona, constituida por el suelo y otros materiales, el contenido de agua varía continuamente y está influenciado por lluvia, riego, drenaje y evapotranspiración. La zona capilar se encuentra inmediatamente arriba del nivel freático; su altura depende de la granulometría del material y de las fluctuaciones de dicho nivel: en materiales finos la altura capilar puede ser de varios metros, pero el agua asciende lentamente; en materiales gruesos la altura capilar es del orden de centímetros, aunque asciende rápidamente. Entre la zona de agua del suelo y la capilar, se encuentra la zona intermedia que contiene agua, llamada pelicular, adherida a los granos, y temporalmente, agua gravitacional que fluye verticalmente hacia la zona saturada, durante los períodos de infiltración.

La zona de saturación tiene como límite superior al nivel freático o superficie freática, la cual es definida por el agua que se encuentra a la presión atmosférica. Todos los estratos situados abajo del nivel freático se encuentran totalmente saturados.

A medida que el agua se infiltra en el suelo subsuperficial, generalmente forma una zona no-saturada y otra saturada. En la zona de no-saturación, hay algo de agua presente en las aperturas del material subsuperficial, pero el suelo no se encuentra saturado. La parte superior de la zona no-saturada es la zona del suelo. La zona del suelo presenta espacios creados por las raíces de las plantas que permite que la precipitación se infiltre dentro del suelo. El agua del suelo es utilizada por las plantas. Por debajo de la zona no-saturada, se encuentra una zona saturada, donde el agua ocupa por completo los espacios que se encuentran entre las partículas del suelo y las rocas. Las personas pueden realizar perforaciones para extraer el agua que se encuentra en esta zona.



Fuente: USGS Science for a changing World. <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclespanish.html>. 06-04-2009

5.2.2. Condiciones para la existencia de las aguas subterráneas

En general son necesarias las siguientes condiciones para la existencia de las aguas subterráneas:

- 1.- Que existan buenas precipitaciones, es decir, se presenten con cierta intensidad y frecuencia, para permitir la saturación de las capas de aireación, y después los excesos puedan pasar por gravedad a las zonas de saturación.
- 2.- Que exista una capa porosa fisurada o cavernosa capaz de permitir una acumulación de agua en ella, y que tenga una buena permeabilidad para facilitar su explotación.
- 3.- Que esta capa acuífera tenga un cierto espesor, y descansa sobre una capa impermeable que cierre el paso del agua hacia lugares más profundos.
- 4.- Que entre el manto acuífero y la superficie exista una zona permeable, o que en los casos en que el manto acuífero esté limitado por una capa impermeable superior (artesianos), este tenga recarga, bien por afloramiento de sus estratos en los lugares más altos, o bien por cavernas o pozos artificiales de recarga.

Como norma, encontraremos con más seguridad las aguas en los lugares más bajos, ya que a igualdad de condiciones, las aguas siguen su curso hacia los lugares más profundos.

5.2.3. Acuíferos

Un manto acuífero es una formación geológica saturada de agua, y con propiedades tales que permita el suministro de agua a pozos en cantidades suficientes para uso práctico. La palabra acuífero proviene del latín y significa que lleva agua.

Un manto acuífero puede ser una capa de grava, de arena, de calizas cavernosas o una gran masa de roca no porosa, pero fracturada como el granito. Los mantos acuíferos pueden tener unos pocos metros de espesor o varios cientos; pueden estar situados a poca profundidad o a mucha; y pueden tener una extensión pequeña o hasta de cientos de kilómetros cuadrados, aunque casi siempre son de extensión limitada.



Las dos propiedades más importantes de los mantos acuíferos son la permeabilidad y la porosidad, y sobre todo, la permeabilidad, pues una formación puede ser porosa, pero al no ser permeable no puede catalogarse como un manto acuífero propiamente dicho.

Los mantos acuíferos pueden ser depósitos de sedimentos no consolidados, zonas fracturadas de rocas ígneas, calizas cavernosas y muchas otras formaciones geológicas. Aunque muchos cálculos útiles se hacen asumiendo que los mantos acuíferos son isotrópicos, es decir, que tanto horizontal como verticalmente tienen las mismas propiedades.

Una porción de la precipitación que cae sobre la tierra, se infiltra en el suelo y pasa a formar parte del agua subterránea. Una vez en el suelo, parte de esta agua se mueve cerca de la superficie de la tierra y emerge rápidamente siendo descargada en los lechos de las corrientes de agua, pero debido a la gravedad, una gran parte de ésta continúa moviéndose hacia zonas más profundas.

Como muestra este diagrama, la dirección y velocidad del movimiento del agua subterránea están determinadas por varias características del acuífero y de las capas confinadas del suelo (donde el agua tiene dificultad en penetrar).

El movimiento del agua por debajo de la superficie depende de la permeabilidad (que tan fácil o difícil es el movimiento del agua) y de la porosidad (la cantidad de espacio abierto en el material) de la roca subsuperficial. Si la roca permite que el agua se mueva de una forma relativamente libre dentro de ella, el agua puede moverse distancias significativas en un corto período de tiempo. Pero el agua también puede moverse hacia acuíferos más profundos, desde donde demorará años en volver a ser parte del ambiente.

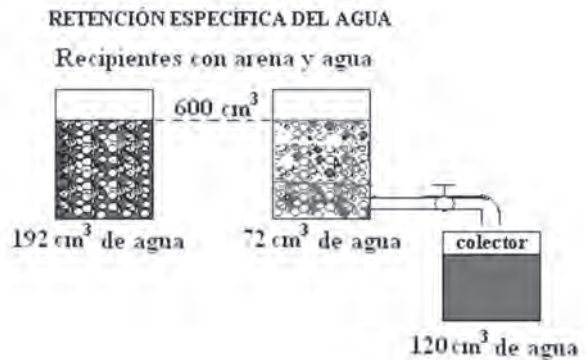


Fuente: USGS Science for a changing World. <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclespanish.html>. 06-04-2009

5.2.4. Producción específica, retención específica y porosidad efectiva; permeabilidad y transmisibilidad

En la siguiente figura se observa un recipiente aforado a 600 cm^3 , provisto de una llave de drenaje en la parte inferior. En dicho recipiente enrasamos con arena, y para enrasar con agua, después tuvimos que agregar 192 cm^3 (todo esto con la llave de drenaje cerrada). Estos 192 cm^3 de agua representan el volumen total de poros; si dividimos 192 entre 600 , nos da 32% de porosidad.

Abrimos la llave y dejamos drenar el recipiente durante 24 horas. Pasado este tiempo vemos que en la vasija que está debajo de la llave se han recogido 120 cm^3 de agua, o sea, que hemos obtenido solo 120 de los 192 originales, por lo que han quedado 72 cm^3 en el recipiente, unidos a la arena por fuerzas superiores a la gravedad.



Si expresamos esos volúmenes, el obtenido y el retenido en términos de tanto por ciento tendremos unos conceptos muy importantes: la producción específica fue de $(120 \text{ cm}^3 / 600 \text{ cm}^3) * 100 = 20\%$. La retención específica de la muestra fue de $(72 \text{ cm}^3 / 600 \text{ cm}^3) * 100 = 12\%$. Si sumamos los dos resultados obtenidos, tendremos que la porosidad efectiva o total es de $20\% + 12\% = 32\%$.

Si analizamos lo ocurrido, vemos que de la porosidad original de 32% no se ha podido sacar toda el agua y, es por ello que la porosidad no nos da una idea clara del agua disponible. Por eso se habla de la producción específica, que viene a ser el rendimiento específico (20% en este ejemplo) que sí nos dice cuanta agua disponible hay.

La retención específica es el porcentaje de agua en un manto acuífero que queda retenido entre las partículas por atracción molecular y que no podemos sacar de este.

La producción específica o rendimiento específico, es la cantidad de agua expresada en tanto por ciento que sí se puede sacar del manto acuífero, y de ella se deriva la porosidad efectiva. La suma de la producción específica y la retención específica nos da la porosidad efectiva o total, que podemos definir como la propiedad física de una roca que define el grado hasta el cual contiene intersticios. Se expresa cuantitativamente como el porcentaje que el volumen intersticial es del volumen total.

La porosidad de un material depende de la relación entre el tamaño, la forma y el modo de distribución de sus partes componentes, en un material sedimentario permeable no consolidado; o del tamaño, forma y modo de canalización en una roca relativamente soluble como la piedra caliza; o del tamaño, forma y modo de las fracturas en las rocas sedimentarias densas, ígneas y metamórficas.

La porosidad del material rocoso o del no consolidado, puede variar desde menos de 1% a más de 50%. Sin embargo, una porosidad de más de 40% es rara, excepto en suelos o materiales menos compactos. En general, podemos considerar como grande una porosidad de más de 20%; como mediana, una de 5% a 20%; y como pequeña una de menos de 5%.

Como la retención específica es debida a la atracción molecular, producida por la relación del tamaño de los poros en la superficie de los granos, y como, mientras más pequeños sean los granos, la superficie de estos aumenta en una proporción grandísima, se puede observar que las arcillas y los limos tienen una gran porosidad total, pero una porosidad efectiva mínima, y son además poco permeables.

La permeabilidad es la capacidad de una roca para permitir la circulación del agua a través de ella. Cuantitativamente su valor está dado por el Coeficiente de permeabilidad, el cual se define como el caudal que circula a través de un área unitaria, transversal al flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario. Esta propiedad depende de la forma, acomodo y distribución granulométrica de las mismas, factores que controlan, a su vez, el tamaño e interconexión de los intersticios. El coeficiente de permeabilidad se expresa en unidades de velocidad, generalmente, en el sistema métrico, en m/s o en cm/s.



Tabla 1. Rangos representativos de porosidad (n), rendimiento específico (S_y) y permeabilidad (K), para las rocas más comunes.

ROCA	n (%)	S_y (%)	K (m/s)
Arcilla	45 a 55	1 a 10	10^{-10} a 2×10^{-7}
Arena	35 a 40	10 a 30	10^{-5} a 3×10^{-4}
Grava	30 a 40	15 a 30	10^{-4} a 1.5×10^{-3}
Grava y arena	20 a 35	15 a 25	10^{-5} a 5×10^{-4}
Arenisca	10 a 20	5 a 15	10^{-8} a 5×10^{-6}
Caliza	1 a 10	0.5 a 5	Muy variable

Es importante destacar que una elevada porosidad, no implica necesariamente una elevada permeabilidad; por el contrario, en algunas rocas mientras mayor es la porosidad, menores son su permeabilidad y su rendimiento específico, como puede verse en la tabla anterior. De aquí se desprende una conclusión interesante: para que una roca sea favorable como acuífero, no basta que contenga un gran volumen de agua almacenada; es necesario, además, que permita su fácil circulación hacia las captaciones.

La permeabilidad por tanto no depende de la porosidad, sino del tamaño de las partículas, así mientras mayores sean las mismas más permeable será el suelo. Por lo que un suelo arenoso tendrá un valor mayor de permeabilidad que uno arcilloso.

La transmisibilidad de un acuífero se expresa por medio de su coeficiente de transmisibilidad, el cual es una medida de la capacidad de un acuífero para transmitir agua. Se define como el gasto en $\text{m}^3/\text{día}$ a través de una franja vertical del acuífero de un metro de ancho y que se extiende por todo el espesor saturado bajo la pendiente hidráulica de 100% a la temperatura de 20°C y se expresa en $\text{m}^3/\text{d}/\text{m}$.

Los valores de transmisibilidad encontrados en el campo varían ampliamente entre menos de 12.4 y más de 12400 $\text{m}^3/\text{d}/\text{m}$.

Las formaciones con transmisibilidad menores que 12.4 $\text{m}^3/\text{d}/\text{m}$ son usualmente tan improductivas que son solamente útiles para la construcción de

pozos de uso doméstico y valores superiores a 124 son considerados valiosos para cualquier pozo industrial, acueductos o de irrigación.

5.2.5. Tipos de acuíferos

Desde el punto de vista hidráulico, los acuíferos pueden clasificarse en tres tipos principales: confinados, semiconfinados y libres.

A un acuífero limitado superior e inferiormente por formaciones relativamente impermeables, que contiene agua a mayor presión que la atmosférica, se le da el nombre de acuífero confinado.

Si un acuífero está limitado por formaciones menos permeables que él mismo, pero a través de las cuales puede recibir o ceder volúmenes significativos de agua, se le llama acuífero semiconfinado.

En pozos que captan acuíferos confinados o semiconfinados, el nivel del agua asciende arriba del techo del acuífero. La superficie imaginaria definida por los niveles del agua de los pozos que penetran este tipo de acuíferos, recibe el nombre de superficie piezométrica; sus variaciones corresponden a cambios de la presión a que está sometida el agua en el acuífero, y puede encontrarse, en un punto dado, arriba o abajo del nivel freático. Cuando dicha superficie se encuentra arriba de la superficie del terreno, da lugar a pozos brotantes. Los acuíferos confinados y semiconfinados pueden transformarse en libres, cuando la superficie piezométrica desciende bajo el techo del acuífero.

Cuando un acuífero tiene como límite superior al nivel freático, se le da el nombre de acuífero libre. Las variaciones de este nivel corresponden a las variaciones en el espesor saturado del acuífero.

5.2.6. Comportamiento de los acuíferos

Todo acuífero tiene mecanismos naturales de recarga y descarga, que pueden ser modificados mediante recarga y/o descarga artificiales.

La recarga natural del acuífero ocurre por la infiltración de agua de lluvia en formaciones permeables, aunque no toda el agua que se infiltra llega al acuífero. debido a que una parte de ella es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. El acuífero puede ser recargado también

artificialmente, mediante la infiltración de agua a través de obras construidas con ese fin.

La descarga natural tiene lugar a través de manantiales y cauces; por evapotranspiración en áreas con nivel freático somero, o subterráneamente al mar o a cualquier masa de agua superficial (laguna, lago, o vaso).

El agua se mueve en el acuífero de las zonas de recarga a las de descarga, siguiendo la trayectoria de menor resistencia y a una velocidad que depende de la permeabilidad de las rocas y del gradiente hidráulico.

La velocidad puede variar desde unos cuantos centímetros por año en materiales arcillosos, hasta varios cientos de metros por año en gravas; aunque en algunas rocas volcánicas y calizas, puede ser de varios kilómetros por año.

Los niveles freáticos y piezométricos oscilan continuamente respondiendo a la recarga y descarga del acuífero. Si el nivel del agua (freático o piezométrico) no está afectado por la operación de una captación, se le llama nivel estático; en caso contrario, se le llama nivel dinámico.

El conocimiento de los mecanismos de recarga y descarga de un acuífero, es indispensable para cuantificar su potencialidad y planear su explotación racional, y requiere de la observación continua del comportamiento de los niveles del agua en pozos distribuidos en el área considerada.

5.3. Principales acuíferos de la Región Pacífico y Norte Central de Nicaragua

En la Región del Pacífico que es la más densamente poblada, se encuentran los principales acuíferos del país. Éstos contienen el mayor potencial de agua subterránea para el abastecimiento humano, actividades agrícolas e industriales. Entre los principales acuíferos del país, se destacan los que se encuentran en la zona de Occidente (León y Chinandega): acuífero de Occidente con 2,172.10 km²; río Negro con 1,270.66 km²; y Malpaisillo con 1,072.00 km². En la zona Sur: Rivas-Nandaime con 879.00 km²; y la Meseta de los Pueblos con 208.20 km². Además de los acuíferos antes mencionados, en la Región Norte Central se encuentran acuíferos en los Valles Intramontanos, pudiéndose mencionar entre los más importantes el Valle de Sébaco, Jalapa, Pantasma, Estelí, Condega y Jinotega, y en la Región Atlántica el río Escondido. Ver Mapa: Acuíferos y Planicies de Nicaragua.



Los niveles piezométricos del agua subterránea se encuentran desde 10 msnm, en las zonas costeras de lagos, océanos y ríos. Asimismo estos niveles alcanzan profundidades máximas hasta los 490 msnm en las zonas altas de El Crucero. Ver siguiente Cuadro.

Niveles piezométricos mínimos y máximos agua subterránea en acuíferos de la Región del Pacífico y Valle de Sébaco						
Red de Pozos Monitores de estos acuíferos						
ACUÍFEROS	Área (Km²)	POZOS		TOTAL	RANGOS	RANGOS
		P	E		NEA(m)	NEA (msnm)
Chiltepe	302.00	4	4	8	10.99 - 54.64	36.25 - 43.53
Malpaisillo	1,072.00	11	29	40	3.53 - 50.5	37.47 - 85.34
Meseta de los Pueblos	208.20	8	0	8	102 - 340	83.75 - 449.32
Rivas-Nandaime	879.00	15	14	29	1.95 - 250.85	28.81 - 490.72
Occidente	2,172.10	30	44	74	1.76 - 156.95	6.76 - 315.6
Punta Huete	341.06	7	8	15	3.6 - 46.19	13.39 - 72.83
Rio Negro	1270.66	14	24	38	1.04 - 52.09	0 - 67.92
Tipitapa - Malacatoya	837.00	12	11	23	1.54 - 46.08	33.76 - 103.13
Valle de Sébaco	263,30	26	7	33	4.85 - 228.7	233.67 - 482.23
Somotillo	121,54	7	4	11	6.9 - 31.52	11.2 - 80.5
Las Sierras	1049,28	69	7	76	0.82 - 471.66	26.15 - 433.08
P=perforados E=excavados						

Fuente: INETER

(<http://www.ineter.gob.ni/caracterizaciongeografica/acuiferosyplanicies.html>).

En el siguiente Cuadro, se presentan las características de los potenciales de los acuíferos principales de la Región del Pacífico y el Valle de Sébaco, donde se reflejan los valores mínimos y máximos del espesor, transmisividad, caudal específico y coeficiente de almacenamiento.

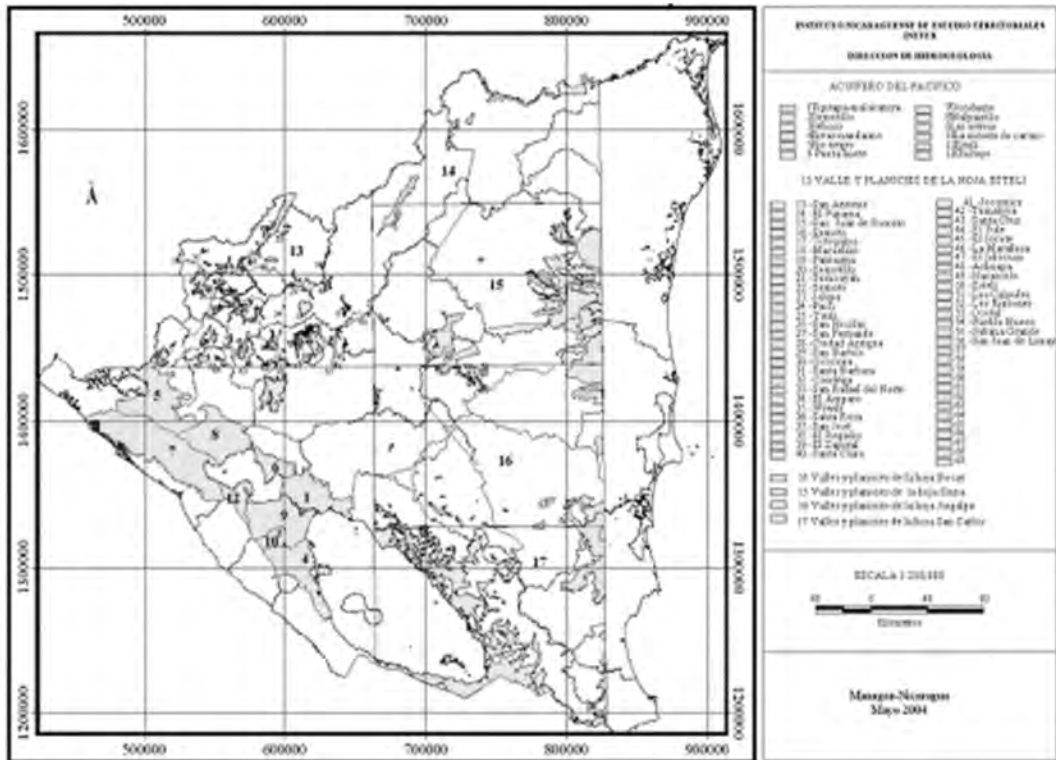
Características hidráulicas de los principales acuíferos de la Región del Pacífico y Valle de Sébaco

ACUÍFEROS	Espesor Acuífero(m)	Transmisividad (m ² / día)	Caudal Especifico (m ³ / hr/m)	Coefficiente de Almacenamiento
Chiltepe	120	250 - 2000	5 - 50	0.02 - 0.35
Malpaisillo	0 - 350	250 - 1000	10 - 50	0.05 - 0.10
Meseta de los Pueblos	400	200 - 1000	10 - 25	0.02 - 0.10
Rivas-Nandaíme	0 - 200	250 - 3000	5 - 50	0.05 - 0.20
Occidente	0 - 400	500 - 4000	5 - 75	0.02 - 0.35
Punta Huete	100	250 - 1000	10 - 30	0.10 - 0.20
Río Negro	0 - 130	25 - 100	5 - 40	0.05 - 0.20
Tipitapa - Malacatoya	0 - 250	500 - 1000	10 - 50	0.04 - 0.25
Valle de Sébaco	5 - 150	500 - 1000	10 - 40	0.10 - 0.15
Somotillo	5 - 80	50 - 250	5 - 30	0.05 - 0.10
Las Sierras	100 - 450	100 - 2000	5 - 200	0.005 - 0.15

Fuente: INETER

(<http://www.ineter.gob.ni/caracterizaciongeografica/acuiferosyplanicies.html>).

Acuíferos y Planicies de Nicaragua



Fuente: INETER

(<http://www.ineter.gob.ni/caracterizaciongeografica/acuiferosyplanicies.html>).

BIBLIOGRAFÍA

- 📖 Chow, V.; D.R. Maidment y L.W. Mays. 1994. **"Hidrología Aplicada"**. Mc Graw Hill, 580 pp. Bogotá, Colombia.
- 📖 CUERPO DE INGENIEROS DE EEUU. 1972. **"Diseño de Pequeñas Presas"**. Compañía Editorial Continental, México (México).
- 📖 De la Peña, Ildefonso. 1987. **"Manual del uso y manejo del agua de riego. Patronato para la producción y extensión agrícola y ganadera"**. CD. Obregón, Sonora, México. 186 p.
- 📖 Dirección de Geodesia y Cartografía-Dirección de Recursos Hídricos - INETER. Mapa de Cuencas Hidrográficas.
- 📖 Doreenbos, J. y W.O. Pruitt. 1977. **"Las necesidades de agua de los cultivos. Riego y Drenaje"**. 24. FAO. 195 pp.
- 📖 Fenzl, N.,1989. **"Nicaragua: geografía, clima, geología y hidrogeología"**. Belém (Brasil). Universitario. 2v: 62 p.
- 📖 Ferrer, F.J. 1993.- **"Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas"**. CEDEX, Ministerio de Obras Públicas, Madrid, 75 pp.
- 📖 Ferro B. F. 1982. **"Hidrología General"**. Editorial Científico-Técnica. La Habana, Cuba.
- 📖 Flores, E.Z. 1978. **"Hidrología Superficial"**. Ed. Universidad de Sonora. México. 183 p.
- 📖 Gutiérrez Mariano, **"2000. MAESTRIA EN EVALUCION DE RIESGOS Y REDUCCION DE DESASTRES"**. Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua. Managua, 22 de Septiembre del 2000.
- 📖 Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales – INETER.2006. (<http://www.ineter.gob.ni/caracterizaciongeografica/acuiferosyplanicies.html>).
- 📖 Linsley, Kholer y Paulus. 1982. **"Hidrología para Ingenieros"**. Editorial McGraw-hill, Bogotá, Colombia.
- 📖 Remenieras. 1974. **"Tratado de Hidrología Aplicada"**. Editores Técnicos Asociados, Barcelona (España).
- 📖 Sánchez, F. J. 2004.- **"Medidas puntuales de permeabilidad"**. Universidad de Salamanca, 12 pp. (En: <http://web.usal.es/javisan/hidro>)
- 📖 Sánchez V. A. 1987. **"Conceptos Elementales de Hidrología Forestal, Agua, Cuenca y Vegetación"**. División de Ciencias Forestales. UACH. Chapingo, México.
- 📖 USGS Science for a changing World. 2009. (<http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclespanish.html>).
- 📖 Villón B. M. 2002. **"Hidrología"**. Serie en Ingeniería Agrícola. MaxSoft. Cartago, Costa Rica.



Managua, Nicaragua
Km. 12 1/2, Carretera Norte | Apartado No. 453
Tels.: 2233 1501 | 2233 1188 | www.una.edu.ni

