



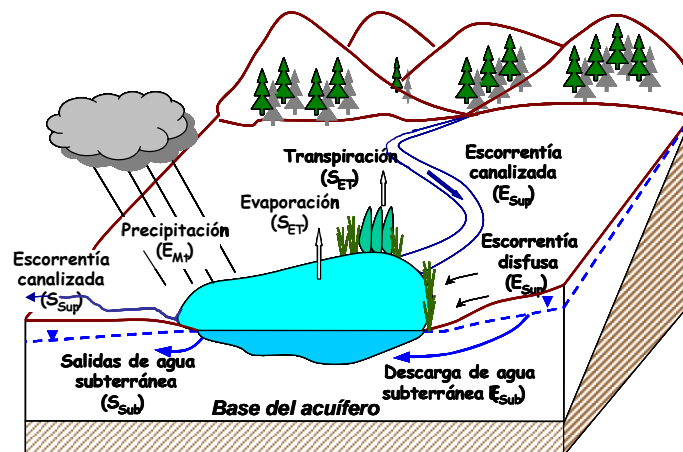
UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

ESCUELA UNIVERSITARIA
DE INGENIERÍA TÉCNICA CIVIL



MANUAL DE MÉTODOS DE ESTUDIO Y CUANTIFICACIÓN DE FLUJOS HÍDRICOS EN HUMEDALES

PROCESOS DE ENTRADA (E_x) Y SALIDA (S_x) DE AGUA EN HUMEDALES



PROYECTO FINAL DE CARRERA

INGENIERÍA TÉCNICA DE OBRAS PÚBLICAS
ESPECIALIDAD EN HIDROLOGÍA

EDUARDO ALONSO GARRIDO

Dirigido por: Dr. Marisol Manzano Arellano

Cartagena, julio de 2009

ÍNDICE

1. Introducción	4
2. Objetivos y contenido del trabajo	5
3. Marco conceptual: tipos de humedales y procesos hídricos	6
3.1. Definición de humedal	6
3.2. Tipos de humedales en función de su relación con el ciclo hídrico	7
3.3. La consideración de los humedales en la legislación	9
3.4. Procesos hídricos en humedales.	10
4. Procesos de alimentación de humedales. Métodos de estudio y cuantificación	14
4.1. Precipitación	14
4.1.1. Descripción del proceso	15
4.1.2. Descripción de las técnicas de medición	15
4.1.3. Redes de medición para estimar la precipitación media espacial o areal	21
4.2. Escorrentía superficial	25
4.2.1. Descripción del proceso	26
4.2.2. Descripción de las técnicas de medición	26
4.3. Escorrentía subterránea	57
4.3.1. Descripción del proceso	58
4.3.2. Descripción de las técnicas de medición	58
4.4. Flujo mareal	72
4.4.1. Descripción del proceso	73
4.4.2. Descripción de las técnicas de medición	73
4.5. Procesos artificiales	73
4.5.1. Descripción del proceso	73
4.5.2. Descripción de las técnicas de medición	73
5. Procesos de vaciado de humedales. Métodos de estudio y cuantificación	73
5.1. Evaporación	73
5.1.1. Descripción del proceso	74
5.1.2. Descripción de las técnicas de medición	74
5.2. Evapotranspiración	79
5.2.1. Descripción del proceso	80
5.2.2. Descripción de las técnicas de medición	80
5.3. Escorrentía superficial	86
5.3.1. Descripción del proceso	86
5.3.2. Descripción de la técnica de medición	86
5.4. Escorrentía subterránea	86
5.4.1. Descripción del proceso	86
5.4.2. Descripción de la técnica de medición	86
5.5. Flujo mareal	86
5.5.1. Descripción del proceso	86
5.5.2. Descripción de las técnicas de medición	86
5.6. Procesos artificiales	86
5.6.1. Descripción del proceso	86
5.6.2. Descripción de las técnicas de medición	86
6. Balance hídrico y balance de solutos en un humedal	87
6.1. Balance hídrico de un humedal	87
6.2. Balance de sales en un humedal	88
7. Bibliografía	92

1. INTRODUCCIÓN

Los humedales son manifestaciones hídricas que ocurren en lugares del terreno donde las características topográficas, climáticas e hidrológicas favorecen la acumulación o retención de agua superficial o subterránea en la superficie o cerca de ella (Manzano, 2004). La retención de agua libre o la saturación del suelo pueden ser permanentes, estacionales u ocasionales, por ejemplo restringida a años húmedos, pero debe ser recurrente.

Históricamente los humedales han sido considerados áreas insalubres y zonas desperdiciadas que podrían ser magníficas tierras de cultivo, y por eso a lo largo de la historia han sido rellenados, drenados y usados para asentamientos humanos y cultivos. El desarrollo de la conciencia medioambiental de las últimas dos décadas ha provocado que en la actualidad se valoren mucho los numerosos beneficios que los humedales proporcionan gratuitamente al ser humano por el hecho de existir. Por ejemplo, los humedales suministran agua (en cantidad y calidad); pesquerías (más de las dos terceras partes de la producción pesquera del mundo están vinculadas a la salud de las zonas costeras y los humedales de tierra adentro); madera; recursos energéticos, como turba y materias provenientes de las plantas; recursos silvestres; transporte; y oportunidades de recreación y turismo (Lambert, 2003).

Como consecuencia de esta valorización los humedales han empezado a ser protegidos y restaurados en todo el mundo. En Europa, la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE) incluye la gestión sostenible de los humedales como elementos fundamentales del ciclo hídrico en el marco de las cuencas fluviales. Los distintos países de la UE han confeccionado inventarios de humedales y establecido criterios y medidas de conservación y restauración. En España el Ministerio de Medio Ambiente Y medio Rural y Marino ha elaborado un Inventario Nacional de Humedales, y también las distintas Comunidades Autónomas han elaborado o están elaborando sus inventarios y sus planes de gestión de humedales.

La hidrología de un humedal controla todos los procesos que ocurren en éste. Por hidrología se entiende el conjunto de los procesos de abastecimiento, almacenamiento y vaciado de agua en un humedal. Este trabajo trata sobre los métodos de medición de esos procesos.

2. OBJETIVOS Y CONTENIDO DEL TRABAJO

El objetivo de este trabajo es elaborar un manual que recoja, de forma sistemática, todas las técnicas de medición de flujos de entrada, salida y almacenamiento de agua en un humedal, así como la instrumentación requerida para ello.

El contenido del trabajo es el siguiente:

En el Capítulo 1 se explican las razones de la necesidad de elaborar un manual de técnicas de medición de flujos de entrada y salida a un humedal.

En el Capítulo 2 se describen los objetivos y el contenido del trabajo.

En el Capítulo 3 se define qué es un humedal y la variedad de humedales que existe según su relación con el ciclo hídrico. Aquí se hace especial énfasis en los humedales dependientes del agua subterránea, ya que son los más completos y complejos.

En este capítulo se describe también la trayectoria histórica de los humedales, considerados hace años terrenos insalubres y a eliminar, y en la actualidad lugares de un gran valor ecológico y susceptibles de ser protegidos. Asimismo, se introducen los procesos de entrada, salida y almacenamiento de agua en un humedal.

En el Capítulo 4 se describen los procesos de entrada o alimentación hídrica de humedales (precipitación, escorrentía superficial, escorrentía subterránea, flujo mareal y procesos artificiales) y los métodos de medición y cuantificación de los mismos. Se adjuntan imágenes de los instrumentos de medida para que el lector tenga una asociación con la realidad de lo explicado por escrito y varios ejercicios prácticos para profundizar y mejorar la comprensión de los métodos.

En el Capítulo 5 se describen los procesos de salida o vaciado de agua de un humedal (evaporación, evapotranspiración, escorrentía superficial, escorrentía subterránea y flujo mareal) y los métodos de medición y cuantificación de los mismos. Existen procesos de vaciado, tales como escorrentía superficial, subterránea y flujos de marea, que consisten en los mismos tipos de flujos descritos en Capítulo 4. Por esta razón en este capítulo solo se desarrollan los procesos de evaporación y evapotranspiración.

En el Capítulo 6 se describen los componentes de los balances de agua y de sales de un humedal.

Por último, en el Capítulo 7 se recopilan las fuentes bibliográficas y los enlaces web usados para realizar este trabajo.

3. MARCO CONCEPTUAL: TIPOS DE HUMEDALES Y PROCESOS HÍDRICOS

3.1. Definición de humedal

Los humedales son rasgos de la superficie de la Tierra que responden a algunas de las siguientes condiciones:

- a) Áreas con agua estancada o que fluye muy lentamente que no son lagos, o sea, con una lámina de agua somera. Para algunos autores es lo que permite que las aves acuáticas se puedan alimentar en ellas.
- b) Áreas con una superficie freática poco profunda de modo que la franja capilar sea asequible a las raíces de plantas permanentes (freatofitas), las que pueden incluir árboles de porte medio y grande.
- c) Áreas en que la evapotranspiración es mayor que la precipitación, y que por lo tanto reciben aportes hídricos de otras áreas, superficial o subterráneamente.

No hay acuerdo claro para diferenciar un humedal de otras formas de acumulación o disponibilidad más o menos permanente de agua, tales como áreas lacustres y franjas fluviales ribereñas. En muchos casos los científicos y gestores tienden a llamar humedal a situaciones que responden a un amplio espectro de circunstancias. En las áreas costeras se les llama marismas, sobre todo si el agua tiene cierta salinidad. Otras designaciones comunes son desde áreas palustres y pantanales, hasta aiguamolls utilizado en zonas de Cataluña.

Los humedales pueden pasar gradualmente a lagos y ríos. Pueden ser más o menos permanentes o bien ser estacionales, o incluso ser algo que sólo se desarrolla completamente durante y después de años húmedos. El grado de fluctuación es algo importante para las características de los humedales, y puede variar dentro del mismo humedal. Con frecuencia el agua es dulce, pero en áreas costeras y en determinadas situaciones continentales áridas o con influencia litológica de sales evaporíticas o de acuíferos salinos el agua puede ir pasando a salobre y salina, e incluso a salmuera con sales precipitadas asociadas.

Se encuentran humedales en casi todas las regiones de la Tierra, desde las húmedas a las áridas, desde las interiores a las costeras, desde las altas a las litorales e incluso depresiones.

Su extensión puede ser muy variable, desde menos de una hectárea a muchos, incluso miles de kilómetros cuadrados.

Son más frecuentes en áreas de escaso relieve con difícil drenaje y formaciones de moderada a baja permeabilidad, pero también se encuentran en áreas con relieve agreste, en interfluvios, y en áreas cerradas por depósitos morrénicos, deslizamientos o

aportes volcánicos. Pueden ser un rasgo habitual en áreas llanas húmedas y más raro pero muy importante en áreas áridas.

Pueden encontrarse humedales en una gran variedad de circunstancias, tales como a lo largo de valles fluviales, en el centro de depresiones tectónicas, en áreas deltaicas, y allí donde los piedemontes pasan a llanuras de baja permeabilidad.

Algunas tentativas de clasificación se pueden encontrar en González-Bernáldez (1988), Brinson (1993) y Cowardin et al. (1979). La Convención Ramsar clasifica los humedales en marinos, de estuario, lacustres, ribereños, palustres o artificiales.

3.2. Tipos de humedales en función de su relación con el ciclo hídrico

Muchos humedales dependen de la lluvia local y de la contribución del agua que escurre de un área a veces mucho mayor. Tales son las contribuciones fluviales y las inundaciones de crecidas sobre el llano aluvial y otras áreas llanas, o las contribuciones de afluentes que quedan retenidos por los diques naturales del río principal.

Además de estos humedales mantenidos por aguas superficiales, hay otros que dependen del agua subterránea y que son igualmente importantes, aunque con características diferenciales.

Los humedales que dependen del agua subterránea son aquellos en que el origen del agua es parcial, dominante o únicamente agua subterránea. El agua subterránea es la contribución más permanente y asegura la existencia de hábitats permanentes, que son esenciales para un amplio conjunto de plantas y animales no migratorios.

Entre este tipo de humedales podemos encontrar *humedales típicos*, en los que se encuentra agua en superficie, y que pueden pasar gradualmente a lagunas, lagos y áreas fluviales. También incluyen rasgos importantes tales como *praderas húmedas y áreas en las que no hay una superficie de agua continua*. En tales humedales la vegetación sobrevive a partir del agua subterránea ya que el nivel freático y la franja capilar están a poca profundidad, de modo que pueden ser alcanzados por las raíces de las plantas. Cuando el agua subterránea no aflora en superficie pero mantiene la vegetación se tiene un *criptohumedal*.

Hay casos en que la intensa evaporación y transpiración incrementa la salinidad local del agua, en especial en climas áridos y semiáridos. Esto es más llamativo cuando no hay descarga de agua superficial y la aportación de agua subterránea es ya rica en sales disueltas a causa de las condiciones geológicas, tales como la existencia de sales solubles en el terreno, la concentración del aporte salino atmosférico y la escasa recarga del acuífero en áreas áridas, especialmente cuando están cerca de la costa, y la mezcla de agua marina actual o relictas que está en el terreno (Bay et al., 1996). Los *humedales salinos y de salmueras* son en muchos casos muy interesantes, como sucede en el Fuente de Piedra, en el SE de España, que es un área de descanso para los flamencos (ITGE, 1998), o en los llanos áridos de los Monegros, en el NE de España (García-Vera, 1994).

Los humedales que dependen del agua subterránea son áreas de descarga de agua subterránea que corresponden a sistemas de flujo locales, intermedios o regionales (Toth, 1971; 1972; 1999; Custodio y Llamas, 1976). Estos humedales aparecen en una gran variedad de circunstancias, tales como cerca de fondos valles, en interfluvios, en áreas bajas, en áreas costeras y a lo largo de la orilla de grandes lagos.

Las áreas de descarga normalmente son una pequeña parte de un acuífero y tienden a estar localizadas puntualmente o a lo largo de franjas continuas o discontinuas, e incluso en el fondo de depresiones pequeñas o grandes. La mayor parte de la descarga y áreas en que el agua subterránea está disponible para las plantas se sitúan a lo largo de franjas en que hay una zona vadosa, ya que las áreas centrales están a menudo ocupadas por sedimentos poco permeables, con humedad casi a saturación, y que puede tener agua salobre o salina. Pero la filtración vertical de agua subterránea a través de estos sedimentos poco permeables, puede jugar el papel de mantener los humedales, o de retrasar su secado estacional, o de crear flujos de descarga locales allí donde los sedimentos son discontinuos o más permeables, formando manantiales (ojos en castellano, ullals en catalán), y a menudo lodazales y arenas movedizas.

En lo que respecta a la cuenca hidrográfica y al sistema acuífero, la mayoría de humedales que dependen del agua subterránea corresponden a algunas de las áreas más bajas, pero no necesariamente. Cuando la permeabilidad es relativamente pequeña y la recarga es relativamente importante, el nivel freático está en general cerca de la superficie del terreno excepto en las áreas de mayor elevación. Así, incluso en interfluvios y áreas de cabecera, las llanuras y depresiones locales pueden convertirse en humedales. En este caso las fluctuaciones pueden ser mayores que en áreas deprimidas regionales.

En esas áreas deprimidas regionales la contribución de agua subterránea puede ser casi constante, independiente de la fluctuación estacional e interanual de la precipitación, y por tanto de la recarga, a causa del gran tiempo de renovación del agua en el sistema, que puede ser desde muchos años a milenios.

Las fluctuaciones estacionales en humedales que dependen del agua subterránea a veces parecen importantes. Incluso hay manantiales que llegan a secarse y ríos en que el caudal de base puede desaparecer temporalmente. Esta situación puede que no refleje una fluctuación paralela de la contribución de agua subterránea sino el efecto de cambios estacionales de la evapotranspiración de plantas que usan el agua subterránea. La cantidad total de agua descargada puede ser constante pero su descomposición en descarga y transpiración puede ser variable.

En muchos casos los humedales son de origen mixto o con áreas en que domina uno u otro origen del agua. Los dos humedales más emblemáticos españoles, que combinan aguas superficiales y subterráneas, son el Parque Nacional y Natural de Doñana en el SO, y el Parque Natural de las Tablas de Daimiel, así como otros humedales próximos en España Central.

Una clasificación hidrológica y morfológica ha sido preparada por un grupo de especialistas bajo la dirección del Dr. C. Montes de la Universidad Autónoma de Madrid para la Comunidad Autónoma Andaluza, y se ha plasmado en el Plan Andaluz de Humedales (PAH, 2002).

3.3. La consideración de los humedales en la legislación

En el pasado, y a veces aún hoy en día, los humedales se han considerado como terrenos baldíos e insalubres, como una causa de malaria y otras enfermedades hídricas, un obstáculo al desarrollo humano y algo a conquistar para la agricultura y ocupación humana. Han sido y aún son numerosos los intentos de relleno y desecación. En Europa y otras regiones desarrolladas del mundo una gran proporción de los humedales han sido destruidos e irreversiblemente transformados, quizás hasta el 80% según algunas situaciones (según www.ramsar.org).

En ciertos países aún persisten leyes y normas que favorecen esta actitud, en especial en países en vías de desarrollo y en zonas tropicales, donde la preocupación sanitaria es aún real por falta de controles y de adecuada gestión del territorio.

Afortunadamente esta situación está cambiando, en especial en países desarrollados, donde las preocupaciones medioambientales son ya habituales y en los que el valor intrínseco de los humedales ya va tomando presencia (Barbier et al., 1997; Llamas et al., 1992).

En estos países los humedales son áreas de especial importancia por los beneficios que producen, tanto desde el punto de vista naturalista, como económico y estético, lo que se basa en los siguientes servicios (beneficios para el ser humano) principales:

1. muy alta producción de materia orgánica,
2. gran diversidad de especies animales y vegetales,
3. efectos beneficiosos sobre el ciclo del agua, ya que favorecen la disminución de la irregularidad de las aportaciones (por ejemplo suavizando las crecidas), la retención de nutrientes, la mejora y regularización de la calidad del agua y la conformación y mitigación de la fluctuación del clima local,
4. elevado interés económico para los habitantes locales y para la población aguas abajo y costera, y también como creciente fuente de ingresos por turismo.

Otros servicios valiosos de los humedales son:

- Seguridad para la especie humana (mitigación de inundaciones).
- Provisión de salud (mejora de la calidad de aguas, suelos y aire).
- Provisión de recursos naturales (madera, carbón, agua, plantas medicinales,...).
- Generación y mantenimiento de hábitats para la vida silvestre (producción de materia orgánica y nutrientes).
- Provisión de conectividad ecológica y mantenimiento de otros ecosistemas ubicados aguas abajo.
- Generación de oportunidades recreacionales, valores estéticos, territorios de elevada calidad de vida, etc.
- Promoción del desarrollo económico local (aprovechamiento de recursos materiales, turísticos,... (Ej. etiquetas de calidad J.Andalucía).
- Preservación cultural (Ej. Mesopotamia, Típicaca).

El estudio, evaluación, catalogación y normas de protección de humedales es ya común en muchos países de América del Norte y de la Unión Europea, donde esto se refleja en las Directivas vigentes. La Directiva Marco del Agua dice que los Estados Miembros velarán por que se establezca uno o más registros de todas las zonas incluidas en cada demarcación hidrográfica que hayan sido declaradas objeto de una protección especial en virtud de una norma comunitaria específica relativa a la protección de sus aguas superficiales o subterráneas o a la conservación de los hábitats y las especies que dependen directamente del agua. Estos registros se han debido completar en el plazo de cuatro años a partir de la entrada en vigor de la Directiva en diciembre de 2000.

En el caso de las aguas superficiales, los programas incluirán:

1. el seguimiento del volumen y el nivel de flujo en la medida en que sea pertinente para el estado ecológico y químico y el potencial ecológico,
2. el seguimiento del estado ecológico y químico y del potencial ecológico;

En el caso de las aguas subterráneas, los programas incluirán el seguimiento del estado químico y cuantitativo y en el caso de las zonas protegidas, los programas se completarán con las especificaciones contenidas en la norma comunitaria en virtud de la cual se haya establecido cada zona protegida

El 29 de mayo de 1995, la Comisión Europea aprobó una Comunicación al Parlamento Europeo y al Consejo sobre el uso prudente y la conservación de los humedales en la que reconocía su importante función en la protección de los recursos hídricos.

En el Artículo 3 de la Directiva de Aguas subterráneas se dan unos criterios para evaluar el estado químico de las aguas subterráneas. Los valores umbral de las aguas subterráneas aplicables a un buen estado químico se basarán en la protección de la masa de agua subterránea, de conformidad con los puntos 1, 2 y 3 de la parte A del Anexo II, con especial atención a su impacto e interrelación en las aguas de superficie asociadas y en los ecosistemas terrestres directamente dependientes de ellas, así como en los humedales, y tendrán en cuenta, entre otras cosas, los conocimientos en materia de toxicidad para el ser humano y el medio ambiente.

En España los humedales están también protegidos por disposiciones en la Ley de Aguas, por lo menos potencialmente. La aplicación de las disposiciones legales compete y es obligación de las Confederaciones Hidrográficas y organismos equivalentes, que son los responsables de la gestión del agua, los cuales deben inventariar, observar y proteger dichos humedales, con los objetivos que deben figurar y figuran en los Planes Hidrológicos de Cuenca.

3.4. Procesos hídricos en humedales

La hidrología de un humedal se refiere al conjunto de procesos que introducen agua, la almacenan y la desalojan en un determinado humedal. Los primeros y los últimos son procesos de flujo de agua, los segundos son procesos de almacenamiento.

Estos procesos se refieren siempre a límites naturales dados –laterales, superiores e inferiores- que contienen al humedal. El límite lateral es generalmente la isolínea de mayor cota de la lámina de agua, o la vegetación -relacionada con el humedal- que utiliza agua superficial y subterránea. El límite inferior es generalmente la base de la cubeta del humedal, o la base de los sedimentos de fondo de cubeta. El límite superior es la superficie del agua y la superficie del terreno alrededor de la cubeta, hasta llegar al límite lateral (Manzano, 2005).

Los mecanismos que aportan y extraen agua de un humedal son (Fig. 1):

1. *Precipitación*. Aporta agua.
2. *Condensación de la humedad atmosférica e interceptación de las gotitas por las plantas*. Aporta agua.
3. *Flujo superficial* hacia (aporta agua) o desde (extrae agua) los límites del humedal.
4. *Flujos mareales*. En humedales costeros abiertos las mareas pueden introducir y extraer cantidades significativas de agua a y desde los mismos.
5. *Flujos de agua subterránea*. La descarga de agua subterránea a la cubeta del humedal y a la vegetación asociada aporta agua, la infiltración a través del terreno y eventual recarga a un cuerpo de agua subterránea extrae agua.
6. *Flujo en forma de vapor*. Extracción de agua mediante evaporación directa y transpiración vegetal.
7. *Procesos artificiales* de aporte o extracción de agua. El abastecimiento puede tener lugar mediante agua superficial importada de otra cuenca o mediante agua subterránea bombeada de acuíferos locales o externos a la ubicación del humedal. La extracción de agua puede tener lugar mediante drenaje artificial a zanjas y ríos o mediante bombeo.

PROCESOS DE APORTE (E_x) Y DE EXTRACCIÓN DE AGUA (S_x) EN HUMEDALES

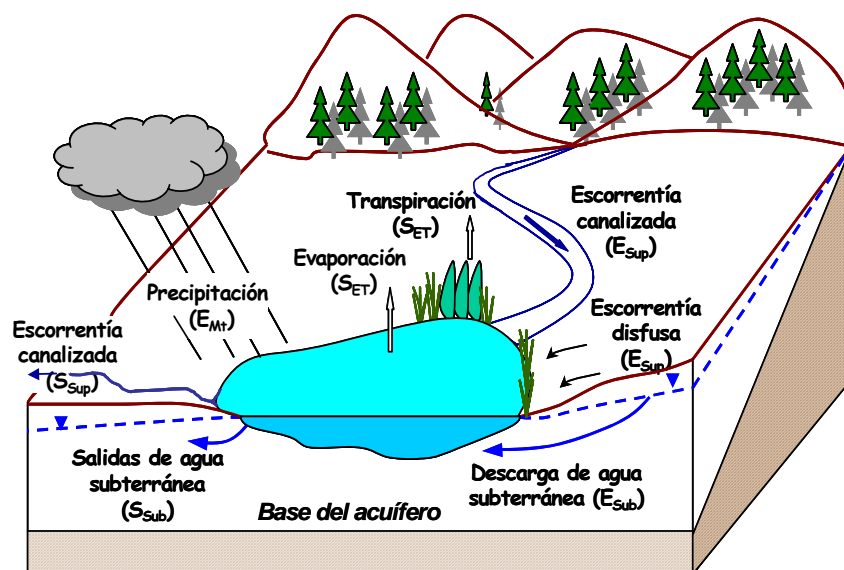


Fig. 1. Procesos de entrada (E_x) y salida (S_x) de agua en un humedal. Tomada de Manzano (2005).

El peso relativo de los distintos flujos de agua descritos y los mecanismos que los generan dependen principalmente de factores regionales tales como clima, geología, topografía y geomorfología. Aunque en muchos casos uno de estos factores es dominante, con frecuencia el funcionamiento de un humedal depende de varios factores cuya influencia relativa varía espacial y temporalmente

La medición de los distintos procesos hídricos de entrada y salida se describe con detalle en los capítulos 4 y 5. No obstante, un resumen de las técnicas y métodos de medición se recoge en el Cuadro 1.

El almacenamiento de agua se refiere al volumen de agua contenido en el humedal, que incluye tanto el/los cuerpos de agua superficial como el agua intersticial del suelo y los sedimentos. Con frecuencia este volumen de agua varía temporalmente al hacerlo la superficie húmeda efectiva y la superficie ocupada por vegetación hidrófila. Los cambios en el volumen almacenado son resultado de diferencias entre las tasas de aporte y extracción de agua, es decir del balance del agua en el humedal. La cuantificación del balance de agua en un humedal se describe en el Capítulo 6.

Cuadro 1. Procesos hídricos de aporte y salida de agua en humedales y métodos de medición.

PROCESOS Nombre en Español (Nombre en Inglés)	MÉTODOS DE MEDICIÓN	REFERENCIAS PRINCIPALES
PRECIPITACIÓN (AGUA y NIEVE) (RAINFALL /SNOW)	<p>-<u>Medidas puntuales</u>: sin registro, con pluviómetros tipo Hellman y totalizadores, o con registro, continuo (pluviómetro de tipo sifón y de balanza) y discreto (de cazoletas). Pluviómetros automáticos con data logger</p> <p>- <u>Nieve</u>: Radioisótopos, estacas graduadas, teledetección, fotogrametría, snow pillow y tubos de nieve, pluvionivómetros.</p> <p>- <u>Red de medida para estimar la precipitación media areal</u> con los métodos de la Media Aritmética, Polígonos de Thiessen, Isohietas, Inverso de la distancia al cuadrado y Kriging.</p>	Aparicio (1999); Orsoilini et al. (2000); Chow et al.(1988);Thomps on (1999); Maidment (1992); Linsley et al. (1988) y Martínez (1998).
EVAPORACIÓN (EVAPORATION)	Tanques de evaporación, evaporímetro de Piché, ecuaciones de continuidad hídrica y de energía, fórmulas empíricas como el método aerodinámico/transferencia de masa o el método de combinación (ec. De Penman y Priestley & Taylor).	
EVAPOTRANSPIRACIÓN (EVAPOTRANSPIRATION)	Se calcula a partir del balance hídrico (EVTR=I-S-ΔR), mediante <u>fórmulas semiempíricas</u> : Thornthwaite, Blanney-Criddle, Jensen-Haise modificado, Penman, Penman-Monteith o a través de la <u>medición directa</u> (lisímetros, evapotranspirómetros, perfiles de humedad del suelo y parcelas experimentales).	
AGUA SUPERFICIAL: ESCORRENTÍA CANALIZADA Y DIFUSA (SURFACE WATER: CHANELIZED FLOW, OVERLAND FLOW)	<p>La altura de agua se mide manualmente con limnímetros y automáticamente con limnógrafos (de flotador,sonda de presión y neumático) y sensor ultrasónico.</p> <p>Existen técnicas que miden la velocidad del agua que pasa por una sección. Entre ellas se encuentran a)los métodos de medida aislada: área-velocidad (molinete hidráulico, sensores e.magnéticos y flotadores). Una vez obtenida la velocidad por los anteriores métodos se puede calcular el caudal por el método área-pendiente (ec. Manning) y fajas verticales. b) los de medida continua (curva de gasto, ultrasónicos, métodos electromagnéticos, estaciones de bombeo, aforadores, vertederos, aliviaderos y compuertas).</p>	Boiten (2000); Maidment (1992) ; Orsoilini et al. (2000)
AGUA SUBTERRÁNEA: FLUJO DE BASE (GROUNDWATER: BASEFLOW)	<p>Los niveles freáticos (h) se determinan con los piezómetros y pozos que se introducen en el terreno. La medida del nivel puede ser manual mediante instrumentación que se introduce en el piezómetro (flotadores, aparatos que emiten un clic, medidores con circuito eléctrico) o automática con sensores de presión hidrostática que incorporan un sistema de almacenamiento data logger.</p> <p>Una vez obtenidas la piezometría en los puntos de muestreo se elaboran los mapas de isopiezas cuantificándose el caudal que circula entre ellas mediante la ley de Darcy ($q=-k*dh/dl$)</p>	Kalbus et al. (2006); Sophocleous (2002); USACE (1993); Custodio y Llamas, (1983).

4. PROCESOS DE ALIMENTACIÓN DE HUMEDALES. MÉTODOS DE ESTUDIO Y CUANTIFICACIÓN

4.1. Precipitación

4.1.1. Descripción del proceso

Es el agua que cae directamente sobre el perímetro inundable del humedal. Puede ser en forma líquida (lluvia) o sólida (granizo, escarcha o nieve).

4.1.2. Descripción de las técnicas de medición

La medición de la precipitación líquida (lluvia) puede tener interés puntual o areal (distribución de las precipitaciones medias en una zona). En cualquier caso hay que comenzar midiendo la lluvia que cae en lugares concretos. La instrumentación disponible es:

- a) **Pluviómetros no registradores.** Utilizados para medir la altura total de lluvia caída durante un periodo de tiempo. Consisten en recipientes abiertos que captan el agua de lluvia y la almacenan. La cantidad de agua recogida es medida manualmente vaciando el almacenamiento del pluviómetro en una probeta graduada.

Según la frecuencia de lectura se dividen en:

- **Totalizadores o de almacenamiento** (Fig. 2). Se utilizan para medir la lluvia a lo largo de una estación completa, usualmente en áreas remotas y escasamente habitadas. Estos medidores están compuestos de un colector localizado encima de un embudo que conduce el agua a un área de almacenamiento lo suficientemente grande como para contener todo el volumen de lluvia de la estación.

Fig. 2. Pluviómetro totalizador situado en una zona de nieves. Tomada de <http://www.climaynievepirineos.com/>.



- **Ordinarios o estándar** (Fig. 3). Se utilizan generalmente para la medición de precipitación diaria y están compuestos por un colector localizado encima de un embudo el cual lleva el agua a un tanque. Los medidores de precipitación para lugares de los cuales sólo se utilizan medidas semanales o mensuales tienen un diseño similar al del tipo diario, pero poseen un tanque de mayor capacidad.

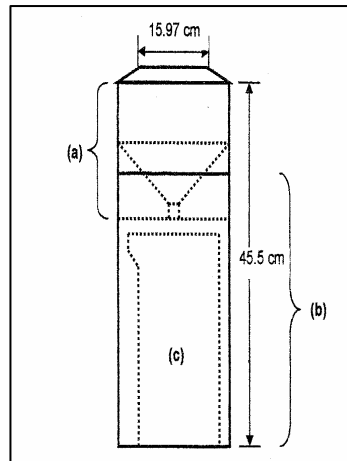


Fig. 3. Esquema de un pluviómetro estándar. Tomada de Orsolini et al. (2000).

Las partes más comunes de un pluviómetro estándar son:

(a) es la parte receptora. El diámetro de la boca es de 16 cm aproximadamente. El borde superior del embudo está ubicado a 10 cm de la boca. La parte (a) se conecta con la parte (b) constituyendo un recipiente cilíndrico de 45.5 cm de altura. La parte (b) cumple la función de retención y el volumen es de 7663.5 cm^3 , lo que permite almacenar una lluvia de hasta 390 mm.

La parte (c) es el colector ubicado en el interior de la parte (b). Se utiliza para trasvasar el agua recolectada a una probeta para proceder a la medición. Tiene 12,5 cm de diámetro y 24 cm de altura y puede recolectar hasta 147,2 mm de lluvia. Si la lluvia excede la capacidad del colector, el agua en exceso queda retenida en la parte (b).

La probeta a utilizar para realizar la medición debe tener dimensiones adecuadas en relación con el diámetro de la boca del pluviómetro. En el caso de este pluviómetro se pueden usar probetas de diámetro interior 4 cm u 8 cm con capacidades de 10 mm y 50 mm respectivamente, oportunamente graduadas.

El pluviómetro más usual en España es el de tipo **Hellman**, que presenta una boca de 200 cm^2 de sección y se coloca a 1,5 metros de altura (Fig. 4)

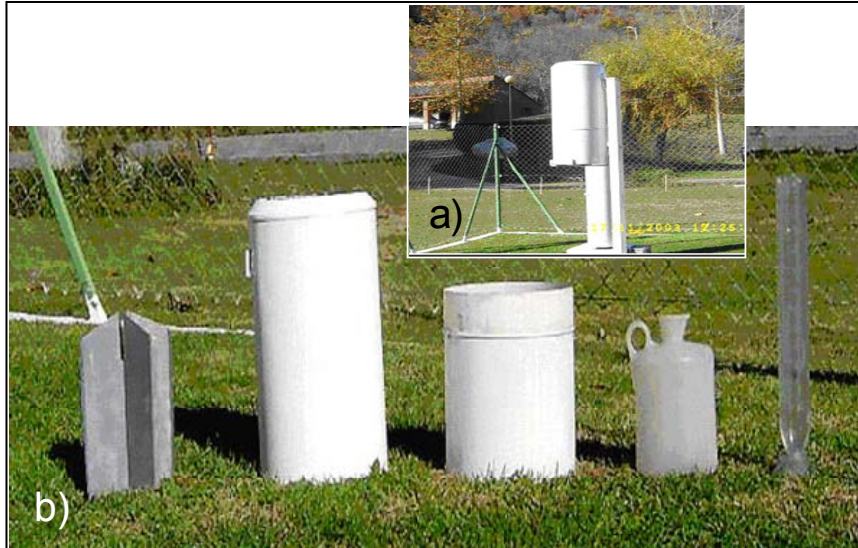


Fig.4. a) Pluviómetro de tipo Hellman montado. b) Partes de un pluviómetro Hellman. Tomada de <http://www.meteored.com/>.

b) **Pluviómetros registradores (pluviógrafos)**. Se utilizan con el objetivo de medir la evolución temporal de la altura de lluvia acumulada caída durante una determinada tormenta. Es decir, miden intensidad de precipitación.

- **De registro discreto:** registran incrementos de 0,1 a 0,5 mm de lluvia. El más importante es el **pluviógrafo de cubeta basculante** que emplea dos depósitos idénticos que se autoposicionan en forma alternada debajo de un tubo de alimentación, para ser llenados por el agua recolectada. Siguiendo la secuencia de la Fig. 5a, el agua llena el depósito A mientras el depósito B se vacía. Cuando el depósito A contiene una cierta cantidad de agua bascula adoptando su posición de vaciado, mientras el depósito B se coloca en posición de llenado. El ciclo se repite para una igual cantidad de agua almacenada en los depósitos. Este movimiento basculante puede ser transmitido al aparato de registro. Mediante un mecanismo de engranajes se transmite el movimiento a una pluma que se desplaza sobre un papel colocado en un cilindro, el cual rota contemporáneamente con una determinada velocidad constante (Fig. 5b), Asimismo, el movimiento basculante puede convertirse en una señal eléctrica, la cual se almacena en la memoria de una unidad de adquisición para su eventual transmisión a distancia o para ser bajada en un PC portátil. La Fig. 5c muestra los distintos elementos y dimensiones de un pluviógrafo de cubeta basculante.
- **De registro continuo:** representan gráficamente las variaciones del nivel del agua en un papel o banda pluviográfica. Destacan los siguientes tipos:
 - **Pluviógrafo de flotador** (Fig. 6). El agua recolectada alimenta un depósito cilíndrico, el cual contiene un flotador. El agua llena progresivamente el depósito y desplaza verticalmente al flotador, registrando este movimiento de forma análoga al pluviógrafo de cubeta basculante (gráfica en papel o señal eléctrica). Cuando el agua en el depósito alcanza un cierto nivel

máximo un sifón lo vacía y el flotador desciende, repitiendo el ciclo cuantas veces sea necesario.

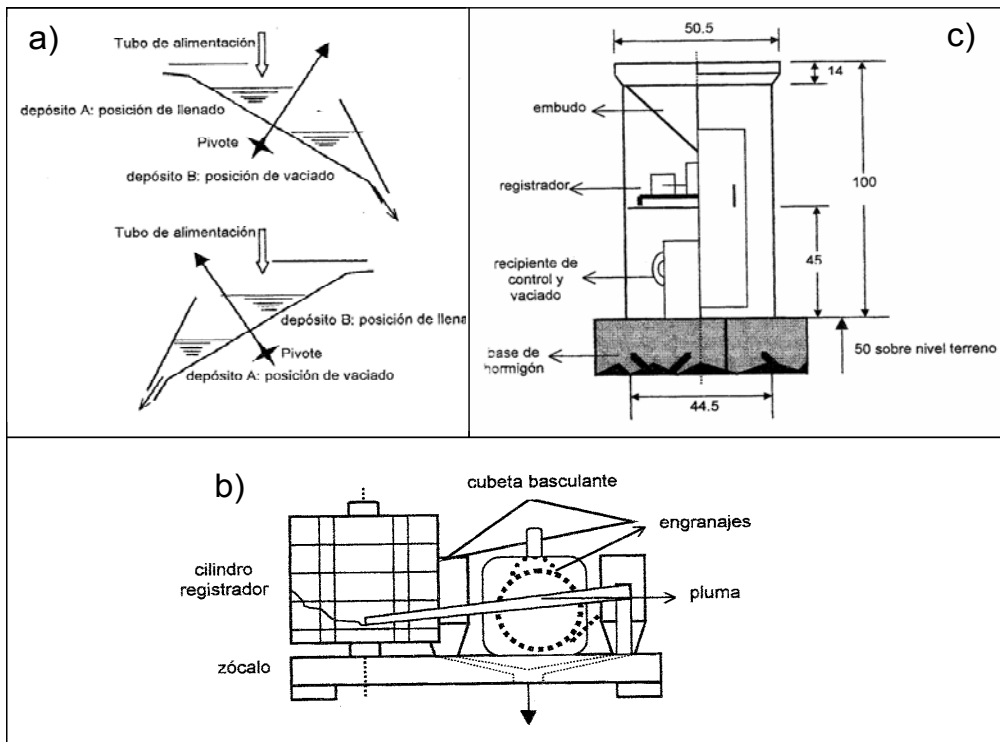


Fig. 5. a) Funcionamiento de los depósitos de un pluviógrafo basculante. b) Transmisión del basculamiento al cilindro de papel registrador. c) Componentes de un pluviógrafo basculante. Tomada de Orsolini et al. (2000).

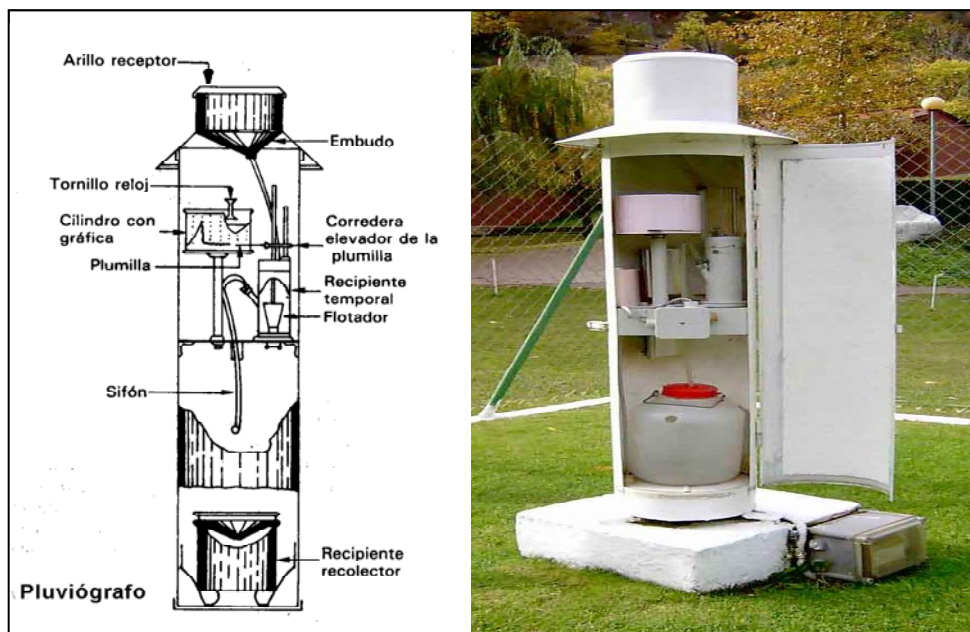


Fig. 6. Esquema y foto de un pluviógrafo de flotador con sifón. Tomada de <http://www.meteored.com/> y <http://www.mitecnologico.com/>.

- **Pluviógrafo de balanza.** Registra continuamente el peso de un tanque receptor más la lluvia acumulada utilizando un mecanismo de resorte o un sistema de balanza (Fig. 7). Están diseñados para prevenir pérdidas excesivas por evaporación mediante la adición de aceite o cualquier otro material supresor de evaporación para formar una película sobre la superficie y son muy útiles para los registros de nieve, granizo y mezclas de lluvia y nieve.

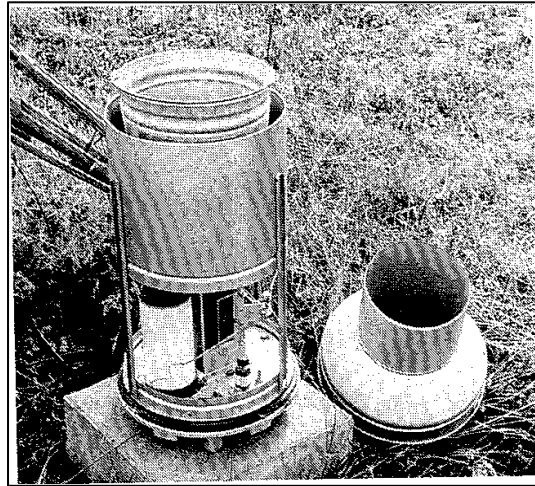


Fig. 7. Pluviógrafo de balanza. Tomada de Chow et al. (1988).

Actualmente existen **pluviómetros automáticos** en el que las medidas pueden almacenarse en un dispositivo data logger y/o transmitirse en tiempo real vía radio, modem o satélite a un centro de procesamiento.

La medición de la precipitación sólida (nieve o granizo) se puede realizar de dos formas: midiendo el equivalente de agua de la nieve puntualmente o midiendo la profundidad y extensión de la cobertura nival.

a) Equivalente de agua de la nieve. Los métodos disponibles son:

- **Método gravimétrico (tubo de nieve).** Se mide la profundidad de la nieve en sitios concretos y luego se convierten a equivalente de agua, usando la densidad de la nieve. Para ello se usa el tubo de nieve, que consiste en un tubo graduado que penetra en la nieve y saca una muestra de la misma, la cual es pesada y el peso convertido en su equivalente de agua.
- **Pluvionivómetro.** Convierte los copos captados a su equivalente líquido aplicando una resistencia.
- **Radioisótopos.** La atenuación de la radiación gamma emitida por un radioisótopo al atravesar el paquete de nieve puede ser usada para estimar el equivalente de agua de la nieve entre el emisor y el receptor. La atenuación es función de la energía inicial de los rayos gamma y de la densidad y el espesor de la nieve. Existen dos tipos de instalación:

- **Radioisótopo vertical.** Se usa para medir el equivalente de agua de nieve total sobre o bajo un punto de emisión. En este caso el isótopo radiactivo se coloca en la parte superior del suelo, al mismo nivel de la superficie terrestre, y los rayos gamma son dirigidos a un detector de radiación sobre la nieve. El detector puede ser un contador Geiger-Müller. Los impulsos son transmitidos a un integrador-registrador. Otras veces, la fuente de radiación puede ser ubicada en el suelo a una profundidad de 50-60 cm, así los rayos gamma no solo pasan a través del paquete de nieve sino también a través del suelo, pudiéndose obtener datos durante el derretimiento nival correspondientes a la cantidad de agua que permanece en el suelo.
 - **Radioisótopo horizontal.** Mide el equivalente de agua entre dos tubos verticales a distancias seleccionadas sobre el terreno. Consiste en dos tubos verticales de igual longitud, ubicados a una distancia de 0,5 a 0,7 m uno de otro. Un tubo contiene una fuente de radiación gamma (C137) y el otro un detector Geiger - Muller. Obtiene un perfil horizontal y vertical de la capa de nieve.
 - **Snow pillow o almohadillas de presión.** Las almohadillas se fabrican en caucho delgado, y se han probado tamaños cuyo diámetro varía entre 1,5 y 3,7 m (5 a 12 ft). La exactitud varía con el tamaño. Las almohadillas van llenas con una mezcla de agua y de anticongelante. A medida que la nieve se va acumulando sobre la almohadilla, la presión interna va aumentando. Utilizando un manómetro, se determina el peso de la nieve que descansa sobre la almohadilla.
- b) Profundidad y extensión de la cobertura nival. Métodos disponibles:
- **Estacas graduadas (stakes).** Se trata de estacas calibradas para medir la profundidad de la nieve, fijadas en sitios representativos que pueden ser observados fácilmente a distancia. Se usa en regiones de nieves profundas.
 - **Tubos de nieve (ya explicado).**
 - **Métodos fotogramétricos.** La fotografía aérea puede ser usada para proveer datos sobre la máxima profundidad y extensión de la cobertura nival en cuencas montañosas poco forestadas, así como también la extensión de la cobertura. Para este propósito, las fotografías aéreas de la cuenca deben ser obtenidas antes de la estación nival y en el momento de la máxima acumulación nival. La profundidad de la nieve se obtiene por diferencia de elevaciones.
 - **Teledetección.** Se puede estimar cobertura areal y extensión. Se suelen utilizar los satélites NOAA y LANDSAT, mediante la banda infrarroja térmica de las imágenes. También por teledetección se puede estimar la densidad, mediante estudios terrestres usando radiación gamma natural. Incluso mediante microondas activo y pasivo se puede estimar equivalente de agua de la cobertura nival.

La representación gráfica o temporal de los datos pluviométricos o pluviográficos se llama histograma (Fig. 8).

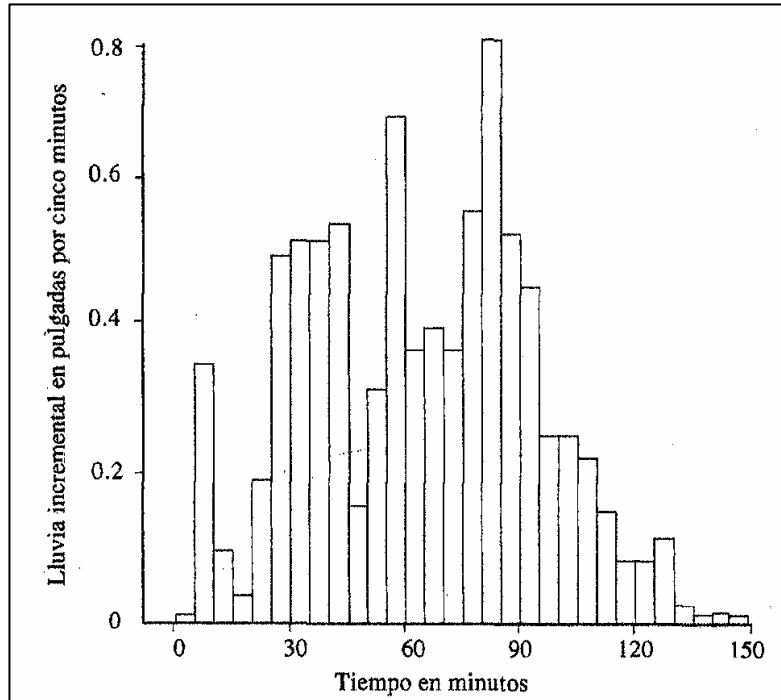


Fig.8. Ejemplo de histograma. Tomada de Chow et al. (1988).

4.1.3. Redes de medición para estimar la precipitación media espacial o areal

La mayoría de los métodos de estimación de precipitación media para un área pueden expresarse como combinaciones lineales de las observaciones puntuales. La estimación de precipitación media areal se expresa como:

$$P = \sum a_j * p_j, \text{ de } j = 1 \text{ hasta } j = n \quad (1)$$

Donde:

- a_j** = factores de ponderación o pesos, constantes no negativas que suman uno.
- n** = número de estaciones de medición.

Los métodos más comunes de estimación son:

- **Media Aritmética.** Es el método más simple para determinar la lluvia promedio sobre un área. Se promedian las profundidades de flujo que se registran en un número dado de pluviómetros o estaciones (E_j), teniendo éstas el mismo peso, igual a $1/n$. La precipitación media viene expresada por la siguiente expresión:

$$P \text{ media} = 1 / n \sum P(E_j) \quad (2)$$

Este método es satisfactorio para redes densas con localizaciones uniformes de los pluviómetros, incluso es aceptable en áreas llanas donde la precipitación no varíe drásticamente con la distancia.

- **Polígonos de Thiessen.** Cuando las estaciones no están bien distribuidas y existe además una fuerte no uniformidad de las precipitaciones medidas en cada una de ellas, es conveniente asignarle a cada una de las estaciones un área de influencia y realizar una media areal ponderada (asignación de pesos). Mediante el Método de los Polígonos de Thiessen se pueden determinar las áreas de influencia asociadas a cada estación.

Este método establece que en cualquier punto de la cuenca la precipitación es igual a la observada en el pluviómetro más cercano; luego la profundidad registrada en el pluviómetro dado se aplica hasta la mitad de la distancia a la siguiente estación en cualquier dirección. Por esta razón los polígonos de Thiessen se materializan conectando con líneas rectas las estaciones adyacentes y trazando posteriormente bisectores perpendiculares a cada línea de conexión (Fig. 9).

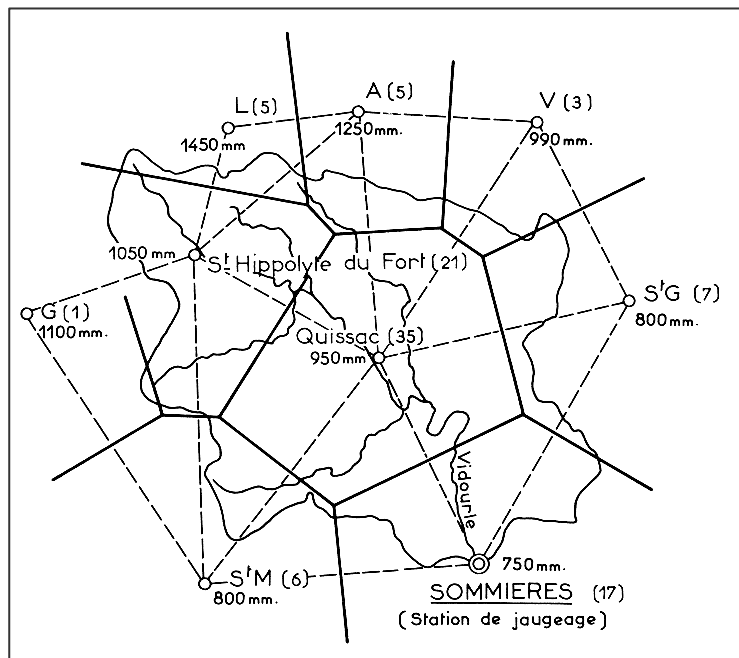


Fig. 9. Ilustración de los Polígonos de Thiessen. Tomada de www.geologia.uson.mx/

Los pesos de cada pluviómetro se determinan de sus correspondientes áreas relativas de los polígonos de Thiessen.

$$P_{media} = 1 / A \sum P_j \cdot A_j \quad (3)$$

Donde:

A_j = área asociada a la j-ésima estación (j = 1 hasta n).

A = área total de la cuenca: $A = \sum A_j$.

El método de los Polígonos de Thiessen es más exacto que el método de la Media Aritmética, sin embargo tiene como desventajas que no contempla de

forma directa los efectos inducidos por la orografía y que una nueva red de polígonos debe ser trazada si se adiciona o se resta un pluviómetro.

- **Isohietas (o isoyetas).** El método consiste en trazar líneas que unen puntos de igual precipitación (isoyetas). El trazado de las mismas se realiza usando profundidades que se observan en los pluviómetros e interpolando entre pluviómetros adyacentes. Cuando la red de estaciones es densa se pueden utilizar programas computacionales de interpolación para el trazado de las mismas (Fig. 10).

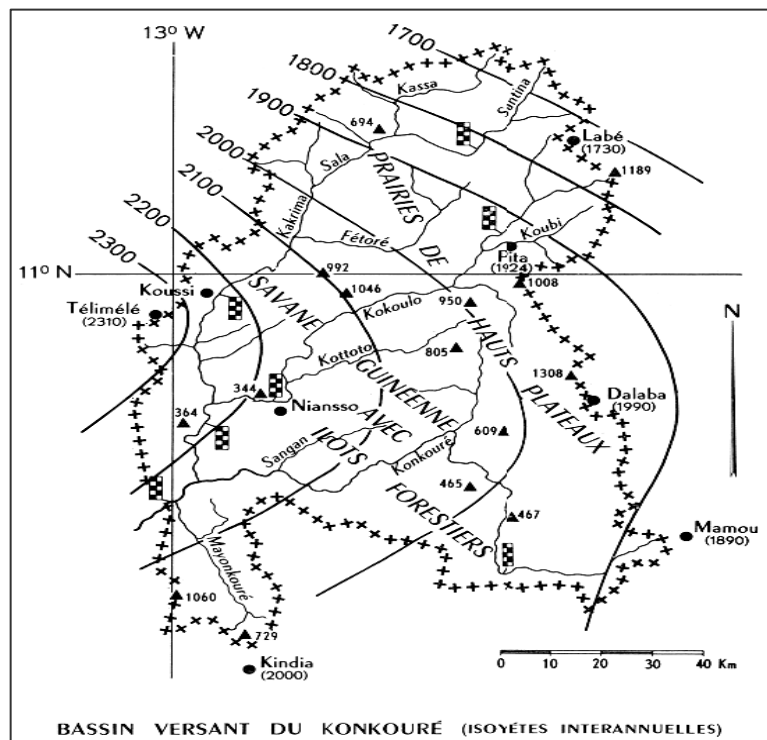


Fig. 10. Ilustración de un mapa de isoyetas. Tomada de www.geologia.uson.mx/.

Una vez que el mapa de isoyetas se construye, se mide el área A_i entre cada par de isoyetas en la cuenca y se multiplica por el promedio P_j de las profundidades de lluvia de las dos isoyetas adyacentes. La precipitación promedio sobre el área se calcula mediante la ecuación:

$$P_{media} = 1 / A \sum P_j * A_j \quad (4)$$

Donde:

A_j = área asociada a la j-ésima estación (j = 1 hasta n).
 A = área total de la cuenca: $A = \sum A_j$.

Ejemplo: Construcción de un mapa de distribución areal de lluvia mediante los tres métodos mencionados:

La Fig. 11 representa cinco estaciones meteorológicas (P1, P2, P3, P4 y P5), cuatro de las cuales se encuentran en la cuenca de drenaje. Los valores observados de precipitación se presentan en la Tabla 1. Se desea estimar el valor de precipitación de media areal para la cuenca haciendo uso de los métodos de la media aritmética, construcción de polígonos de Thiessen y trazado de isoyetas.. (Tomado de Chow et al. 1988).

Tabla 1. Precipitación media en las estaciones meteorológicas de la zona de estudio

ESTACIÓN	PRECIPITACIÓN (mm)
P ₁	10
P ₂	20
P ₃	30
P ₄	40
P ₅	50

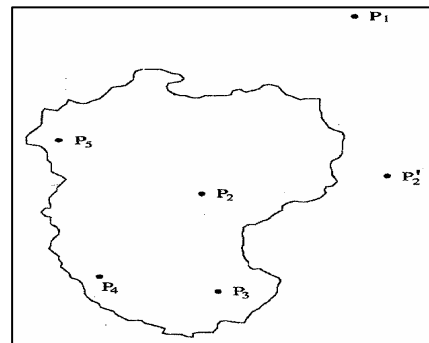


Fig. 11. Zona de estudio y ubicación de las estaciones pluviométricas. Tomada de Chow (1988).

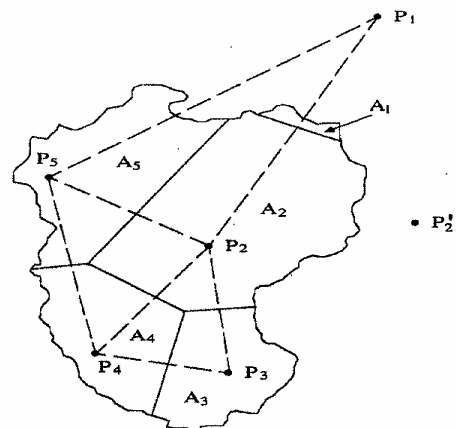
▪ **Método de la media aritmética:**

$$P \text{ media} = (20+30+40+50) / 4 = 35 \text{ mm}$$

▪ **Método de los Polígonos de Thiessen:**

Tabla 2. Superficies de los polígonos de Thiessen y precipitación ponderada en cada polígono.

Estación	P (mm)	Área (km ²)	P ponderada (mm)
1	10	0,22	2,2
2	20	4,02	80,4
3	30	1,35	40,5
4	40	1,6	64,0
5	50	1,95	97,5
SUMA		9,14	284,6



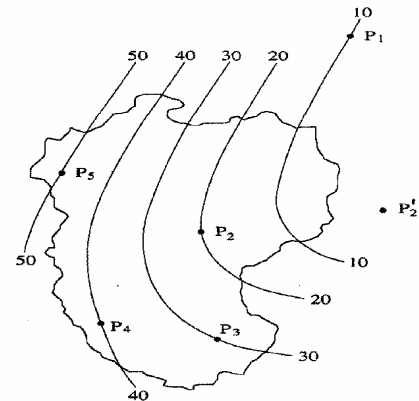
De donde:

$$P \text{ media} = 284,6 / 9,14 = 31,1 \text{ m}$$

▪ **Método de las isohietas:**

Tabla 3. Superficies y volúmenes de precipitación entre isoyetas.

Isohietas	Área entre isoyetas (km ²)	P media (mm)	Volumen de precipitación (mm)
<10	0,88	5*	4,4
10-20	1,59	15	23,9
20-30	2,24	25	56,0
30-40	3,01	35	105,4
40-50	1,22	45	54,9
>50	0,20	53*	10,6
SUMA	9,14		255,2



* Valor estimado

De donde:

$$P \text{ media} = 255,2 / 9,14 = 27,9 \text{ mm}$$

A continuación se explican dos métodos para la estimación de la precipitación areal basada en una malla:

- **Inversa de la distancia al cuadrado.** En este método se superpone una malla a la cuenca, estimándose un valor de precipitación para cada celda de ésta a partir de interpolación desde los pluviómetros existentes.

La precipitación media areal se calcula como el promedio de todos los valores de las celdas. La estimación de la precipitación para la celda j.ésima de la malla es:

$$P_j = a \cdot \sum p_i / d_{ij}^2 \quad (5)$$

$$a = 1 / (\sum 1 / d_{ij}^2) \quad (6)$$

Donde:

- P_j**= precipitación media en celda **j** de la malla
- a**= inversa de la suma de los inversos de las distancias al cuadrado para todos los pluviómetros
- p_i**= precipitación en la estación **i**
- j**= celdas de la malla (**j** varía desde 1 hasta **n**)
- i**= pluviómetros (**i** varía desde 1 hasta **n**)
- d_{ij}**= distancia desde el pluviómetro **i** al centro de la celda **j** de la malla.

Si m celdas cubren la cuenca, la precipitación media areal es la media aritmética de las m estimas obtenidas desde la ecuación 5. Los factores de ponderación en la ecuación 0 para este método están dados por:

$$a_i = 1/m \sum 1/d_{ij}^2 \quad (7)$$

- **Kriging.** En este método las propiedades de correlación de los campos de precipitación son usados para especificar los pesos usados en la ecuación 5.

4.2. Escorrentía superficial

4.2.1. Descripción proceso

Es el agua procedente de la lluvia líquida o fusión de nieve que cae fuera de la cubeta del humedal y que discurre por la superficie del terreno en forma canalizada (ríos y arroyos) o difusa hasta llegar al humedal.

4.2.2. Descripción de técnicas de medición

La escorrentía superficial se puede cuantificar de dos formas: 1) midiendo los niveles del agua (nivel hidrométrico) puntualmente y convirtiéndolos en caudales; 2) midiendo las velocidades del agua en una sección transversal al cauce y, conocida la superficie de la sección, convirtiendo las velocidades en caudales, 3) otras técnicas.

a) Técnicas que miden el nivel hidrométrico

Se entiende por nivel hidrométrico el elevamiento de la cota de la superficie del agua respecto a una referencia denominada cero hidrométrico. El valor de este último es esencial para confrontar o correlacionar datos obtenidos con otros instrumentos, razón por la cual el mismo debe ser determinado con precisión y debe ser referenciado a puntos fijos del organismo público encargado de la gestión de la red topográfica (en España, el Instituto Geográfico Nacional o las correspondientes consejerías de las Comunidades Autónomas). La medición se puede realizar de modo manual o automático.

a.1) Registro manual del nivel del agua. Se realiza mediante escalas hidrométricas o limnímetros. Las escalas hidrométricas son miras graduadas (Fig. 12) que son fijadas verticalmente en una estructura estable tal como pilas, columnas de puentes o paredes. En ríos de gran pendiente el limnómetro se coloca en una posición inclinada, y está dotado con una graduación especial que transforma a alturas de agua según la pendiente. La colocación ha de ser tal que se puedan medir sin problemas tanto los caudales mínimos (sin que la escala quede en seco) como los máximos (sin ser arrastrada por un deficiente anclaje). Un limnómetro debe ser en todo momento visible y estar construido con materiales resistentes como fundición, cerámica y plástico.

No poseen dispositivo de registro, por lo tanto las mediciones del nivel hidrométrico las efectúan operadores que leen diariamente en la escala el nivel que alcanza el agua y registran su valor. En lugares donde el rango de niveles de agua excede la altura del limnómetro, se deberán colocar más miras en la línea de la sección transversal perpendicular a la dirección del flujo.



Fig. 12. a) Mira inclinada. Tomada de www.cig.ensmp.fr/. b) Mira en el pilar de un puente. Tomado de www.cig.ensmp.fr/.

a.2) Registro automático del nivel del agua. Se realiza mediante limnógrafos o mediante sensores.

- **Limnógrafo.** El limnógrafo (Fig. 13) permite la representación temporal de la evolución del nivel de agua en el río. La curva de alturas en función del tiempo ($h-t$) se denomina limnigrama. El periodo normal de duración a que se refiere el limnigrama es de una semana, aunque hay limnigramas para 15 y 30 días y cuando es indispensable se puede llegar a limnigramas de un año de intervalo. Utilizando la curva de gastos del río (curva que relaciona la altura del nivel de agua, h , con el caudal circulante, Q) y el limnigrama es posible construir la curva Q versus t , o hidrograma.



Fig. 13. Tambor registrador de un limnógrafo. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/>.

Existen varios tipos de limnógrafos:

- **Limnógrafo de flotador.** Está constituido por un flotador conectado a un cable o cinta de acero que se enrolla en una polea de eje horizontal. Un contrapeso de dimensiones adecuadas asegura que el cable se encuentre en tensión (Fig. 14a). El dispositivo puede ser instalado de diferentes maneras en una posición reparada, dentro de un tubo vertical que lo mantiene protegido y evita las

perturbaciones por oleaje (Fig. 14b). Mediante esta disposición las variaciones del nivel del agua conseguidas por el flotador se transforman en proporcionales rotaciones de la polea. Dichas rotaciones pueden ser registradas en papel (en forma análoga a los dispositivos utilizados en los pluviógrafos) o convertidas en señales eléctricas y almacenadas en memorias electrónicas para ser, por ejemplo, transmitidas a distancia. En los estuarios puede ser utilizado para registrar el movimiento de la marea, en cuyo caso se denomina mareógrafo.

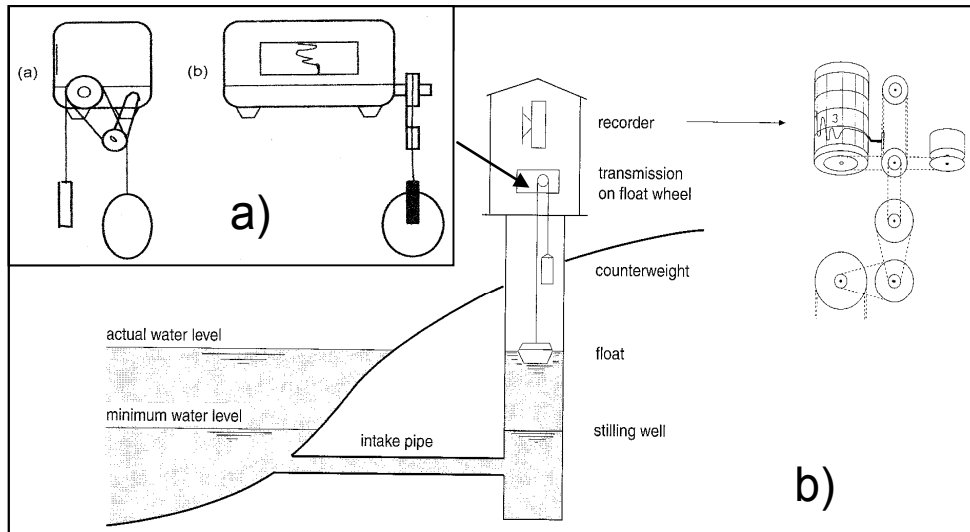


Fig. 14. a) Dos modelos de limnógrafo de flotador. Tomada de Orsilini, H.E. et al. (2000).
 b) Esquema de una instalación de limnógrafo de flotador. Tomada de Boiten (2000).

- **Limnógrafo con sonda de presión.** Este instrumento determina el nivel del agua mediante un sensor de presión que mide la presión hidrostática de la columna de agua que hay sobre el sensor y la convierte en una señal eléctrica (Fig. 15). El sensor se conecta a una pantalla digital o a una unidad de adquisición y transmisión de datos mediante un cable multifilar de conexión. También puede conectarse a un registrador de tambor para obtener una gráfica en papel. El dispositivo se basa en la siguiente relación fundamental de la hidrostática:

$$P = \rho g H \quad (8)$$

para convertir la medida de presión P en una medida de altura H , siendo ρ la densidad del fluido y g la aceleración de la gravedad.

- **Limnógrafo neumático.** Un limnógrafo neumático mide el nivel del agua suministrando en forma continua una corriente de aire a una cierta profundidad en el agua mediante un compresor (Fig. 16). También puede utilizarse un tubo de gas (dióxido de carbono o nitrógeno). La presión mínima requerida para suministrar continuamente la corriente de gas es registrada por un manómetro y es igual a la presión hidrostática ($P = \rho g H$) existente a nivel del orificio de salida. El registro de datos puede efectuarse de manera similar a la descrita en los modelos anteriores.

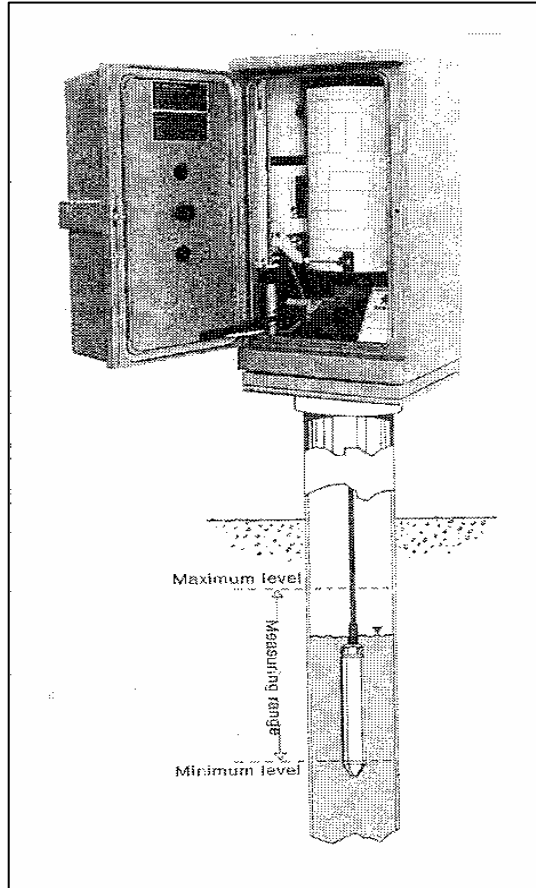


Fig. 15. Esquema de un limnógrafo con sensor de presión. Tomada de Boiten (2000).

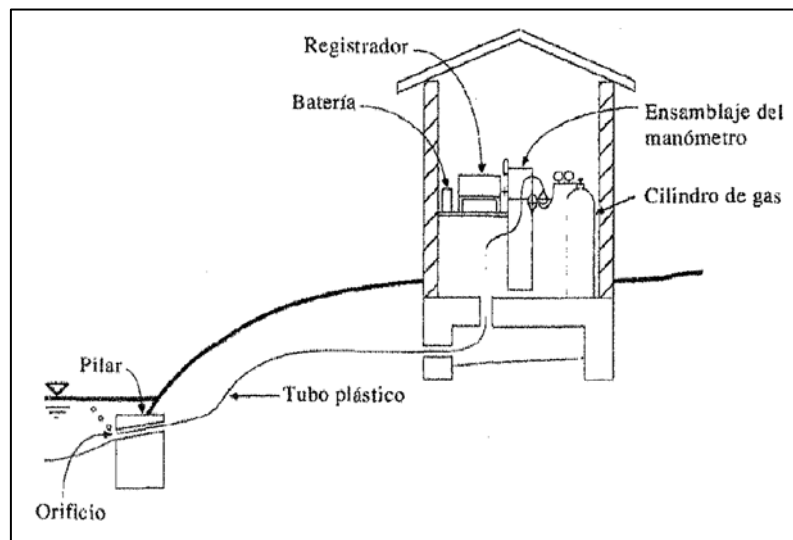


Fig. 16. Esquema de una instalación con limnógrafo neumático. Tomada de Chow et al. (1988).

- **Sensores ultrasónicos.** Son usados para mediciones continuas de nivel en canales abiertos sin que el sensor entre en contacto con el agua. El sensor emite pulsos ultrasónicos a una determinada frecuencia. Las inaudibles ondas de

sonido son reflejadas por la superficie del agua recibidas por el sensor. El tiempo de viaje de la onda es medido electrónicamente y aparece como un valor proporcional al nivel. Muchos sensores ultrasónicos integran un sensor de temperatura para corregir automáticamente los errores de tiempo de viaje de los pulsos, los cuáles son causados principalmente por el coeficiente de temperatura de la velocidad del sonido en el aire. (Fig. 17).

Velocidades de propagación -C- de las ondas de sonido en el aire y en el agua:

$$C_{\text{aire}} = 330\text{-}340 \text{ m/s}$$

$$C_{\text{agua}} = 1450\text{-}1480 \text{ m/s}$$



Fig. 17. Limnómetro por ultrasonidos vertical. Tomada de www.cig.ensmp.fr/.

b) Técnicas que miden la velocidad del agua que pasa por una sección

El método consiste en medir la velocidad del agua que pasa por una sección transversal al cauce y multiplicar esa velocidad por la superficie de la sección:

$$Q(\text{m}^3/\text{s}) = V_{\text{media}}(\text{m/s}) \cdot A(\text{m}^2) \quad (9)$$

Donde:

Q = caudal que pasa por la sección A en el momento de medición

V_{media} = velocidad media del agua estimada para la sección A

A = sección, transversal al flujo, en la que se realiza la medición

Se pueden identificar varios métodos para estimar el caudal. Según Boiten (2000) se clasifican en métodos de medida aislada y métodos de medida continua.

b.1) Métodos de medición aislada.

- **Método del Área - Velocidad.** Se determina el área de la sección transversal y la velocidad de flujo se mide usando instrumentos para medir velocidades de flujo en puntos discretos de la sección.

Uno de los instrumentos más usados es el **correntómetro de eje horizontal o molinete hidráulico** (Fig. 18). El instrumento fue inventado por R.Woltman (1790) y ha sido perfeccionado a través de los años. Los molinetes son sustancialmente instrumentos dotados de una hélice. Cuando se les expone a la acción de la corriente hídrica la hélice rota con una velocidad proporcional a la velocidad del flujo que la enviste.



Fig. 18. Foto de un molinete hidráulico. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/>.

Los modelos más antiguos tienen un dispositivo mecánico que cuenta el número de giros (**N**) de la hélice. Con un cronómetro se determina el tiempo de exposición a la corriente (**T**) y se calcula el número de giros por unidad de tiempo (**n = N/T**). La relación funcional entre **n** y la velocidad puntual **v** integrada en el mismo intervalo de tiempo **T** es de tipo hiperbólica (experimentos de L. Ott en 1925) .La hipérbola que se obtiene presenta dos ramas muy extendidas, las cuales pueden ser representadas con buena aproximación por dos rectas cuyas ecuaciones son:

$$V = a_1n + b_1; \quad \text{para } n < n_i \quad (10)$$

$$V = a_2n + b_2; \quad \text{para } n > n_i \quad (11)$$

Donde **n_i** es el número de giros por unidad de tiempo para el cual se intersectan las dos rectas. Las constantes **a₁**, **b₁**, **a₂**, y **b₂** son determinadas mediante la calibración del instrumento.

Existen dos fórmulas empíricas para obtener la velocidad **v** a partir de **n**:

$$v = 0,2205n + 0,021 \quad (\text{para } n \leq 0,65) \quad (12)$$

$$v = 0,2467n + 0,004 \quad (\text{para } n > 0,65) \quad (13)$$

Las mediciones se efectúan a distintas profundidades en líneas verticales ubicadas a lo largo de la sección transversal normal al eje del canal. El molinete se posiciona en los puntos de medición, suspendiéndolo en la corriente hídrica, en la extremidad de un cable dotado de un lastre de formas hidrodinámicas (Fig. 19).

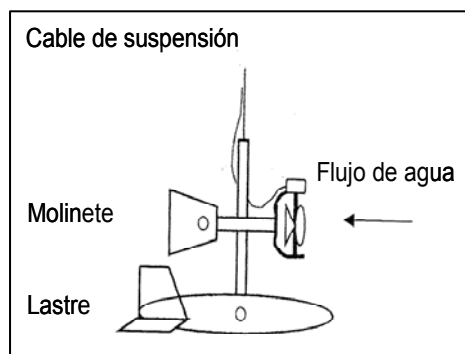


Fig.19. Esquema de un molinete hidráulico con su lastre en posición de medición. Tomada de Orsilini et al. (2000).

En corrientes preponderantemente bidimensionales es necesario conocer la dirección del módulo del vector velocidad (registrado por el molinete). Esta es generalmente registrada por el instrumento a través de un indicador de dirección y se utiliza para determinar las componentes paralela y normal al plano de la sección transversal en el punto de medición.

Asimismo, el molinete puede ser posicionado montándolo en una barra metálica apoyada en el fondo del canal. El molinete puede deslizarse sobre la barra y se puede fijar en las profundidades deseadas. Cuando el molinete no puede orientarse en la dirección de los filetes líquidos existen hélices denominadas auto-componentes que miden directamente la velocidad normal para ángulos de desvío de hasta 45° .

La distribución de velocidades en las diferentes verticales de una sección se puede representar como se observa en la Fig. 20.

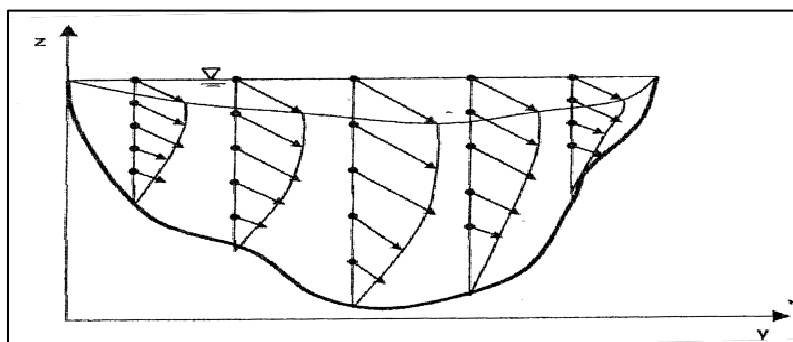


Fig. 20. Distribución espacial de velocidades en una sección transversal al flujo de agua en un cauce. Tomada de Orsilini et al. (2000).

Realizando la interpolación de los valores puntuales de velocidad medidos a diferentes profundidades se pueden representar las isotacas, es decir, las líneas que unen puntos de igual velocidad. La velocidad de flujo varía con la profundidad en una corriente tal como se muestra en la Fig. 21.

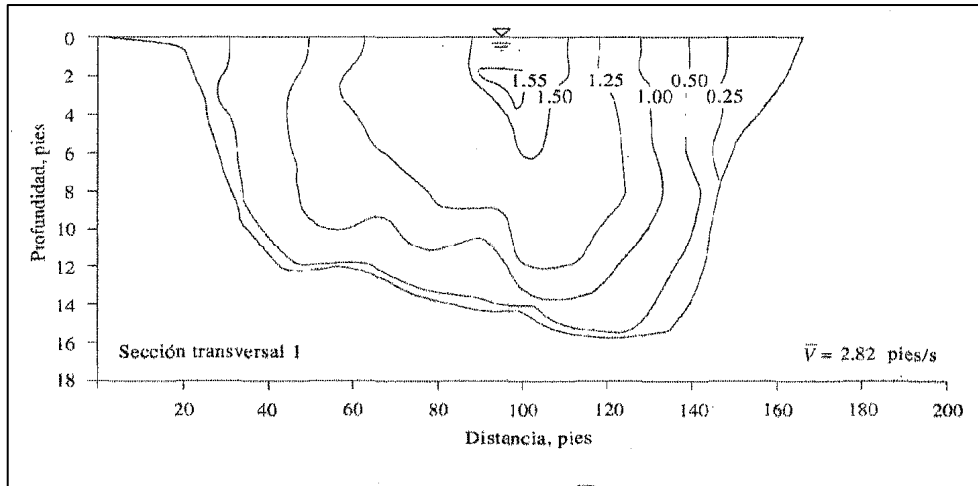


Fig. 21. Isotacas en una sección del río Kaskaskia en Illinois. Tomada de Chow et al. (1988).

Otro instrumento muy usado es el **correntómetro de tipo copa con eje vertical**. Consiste de un rotor, formado por un número de copas cónicas fijadas a igual ángulo y montadas en un eje vertical (semejante a los anemómetros) (Fig. 23). Al igual que el anterior aparato se basa en el principio de que la velocidad de rotación de las copas es proporcional a la velocidad del flujo.

El operador sujeta cables eléctricos a los dos tornillos en el eje vertical que sostiene las copas. Cada vez que las copas completan una rotación, en el eje se cierra un contacto y el operador oye un click en los audífonos a los cuales llegan los cables. Contando el número de estas señales audibles en un intervalo de tiempo dado (por ejemplo, 40 segundos), se determina la velocidad.

En función de las características del lugar, el molinete hidráulico se puede emplazar desde barca (Fig. 22a), mediante grúa (Fig. 22b), mediante teleférico (Fig. 22c) y a vadeo (Fig. 22d),



Fig. 22. Distintos modos de emplazar el molinete para realizar el aforo. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/>.

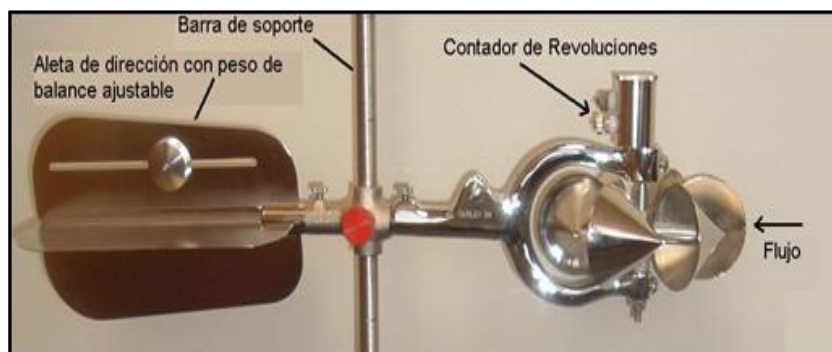


Fig.23. Correntómetro de tipo cónico. Tomada de <http://html.rincondelvago.com/>.

La velocidad del agua crece desde 0 en el lecho a un máximo cerca de la superficie, con un valor promedio de alrededor 0,6 la profundidad. A partir de este último hecho, el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) realiza una práctica estándar que consiste en medir la velocidad a 0,2 y 0,8 de la profundidad, cuando ésta es mayor que dos pies, y promediar las dos velocidades para determinar la velocidad media de la sección vertical (método de los dos puntos, Fig. 24a).

Para ríos poco profundos, donde las profundidades son menores que dos pies, la medición de la velocidad se hace a 0,6 de la profundidad (método del punto único; Fig. 24b).

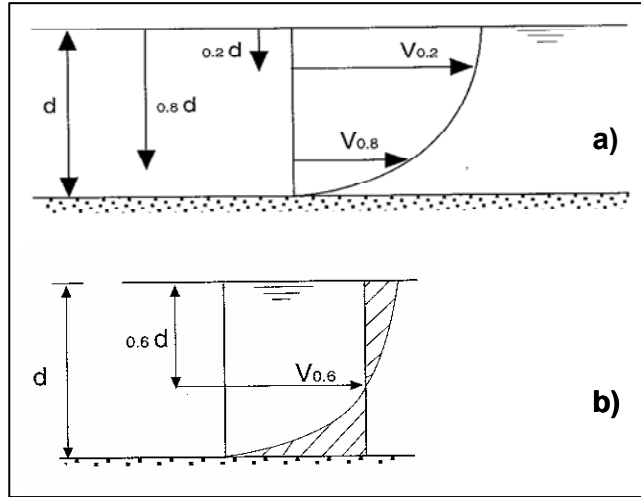


Fig. 24. a) Medición de la velocidad en dos puntos ubicados a 0,2 y 0,8 de profundidad en una vertical al cauce. b) Medición de la velocidad en un punto ubicado a 0,6 de profundidad en una vertical al cauce. Tomada de Boiten (2000).

Aunque son menos usados, también existe el Método de los tres puntos:

$$(V = 0,25v_{0,2} + 0,5v_{0,6} + 0,25v_{0,8}) \quad (14)$$

y el Método de los cinco puntos:

$$(V = 0,1 (v_{sup} + 3v_{0,2} + 2v_{0,6} + 3v_{0,8} + v_{fondo})) \quad (15)$$

- **Sensor electromagnético (EMS).** El principio de operación del sensor se basa en la ley de Faraday (1832): un conductor que se mueve en un campo magnético produce un voltaje. Si el agua (conductor) se mueve en un campo magnético, se produce un voltaje que es linealmente proporcional a la velocidad del agua.

$$E = B b v \quad (16)$$

Donde:

E = voltaje medido en voltios (V).

B = fuerza del flujo magnético en teslas (t).

b = longitud del conductor (distancia entre ambos electrodos) en m.

v = velocidad del flujo en el agua (m/s).

El medidor portable mostrado en la Fig. 25a tiene: un sistema electrónico de estado sólido contenido en una pequeña caja, un sensor electromagnético y un cable conector. El sensor se coloca en la misma vara utilizada para los

correntómetros (Fig. 25 b) de tipo hélice y la vara se sostiene con la mano para hacer las mediciones de velocidad. Cuando el sensor se sumerge en agua que fluye, un campo magnético dentro del sensor se altera debido al flujo de agua, creando una variación de voltaje la cuál se mide por electrodos incluidos en el sensor. La amplitud de variación de voltaje es proporcional a la velocidad del agua. La variación de voltaje es transmitida a través del cable hasta un sistema de procesador electrónico, el cuál automáticamente promedia las medidas de velocidad puntual hechas en diferentes lugares de la sección transversal de la corriente.

El sensor electromagnético es adecuado para medir la velocidad en aguas poco profundas. La mínima conductividad eléctrica que se requiere es de $5 \mu\text{S}/\text{cm}$ (la conductividad del agua dulce limpia está alrededor de $50 \mu\text{S}/\text{cm}$). El equipo de alimentación suele consistir en baterías desechables, lo que le aporta gran manejabilidad.

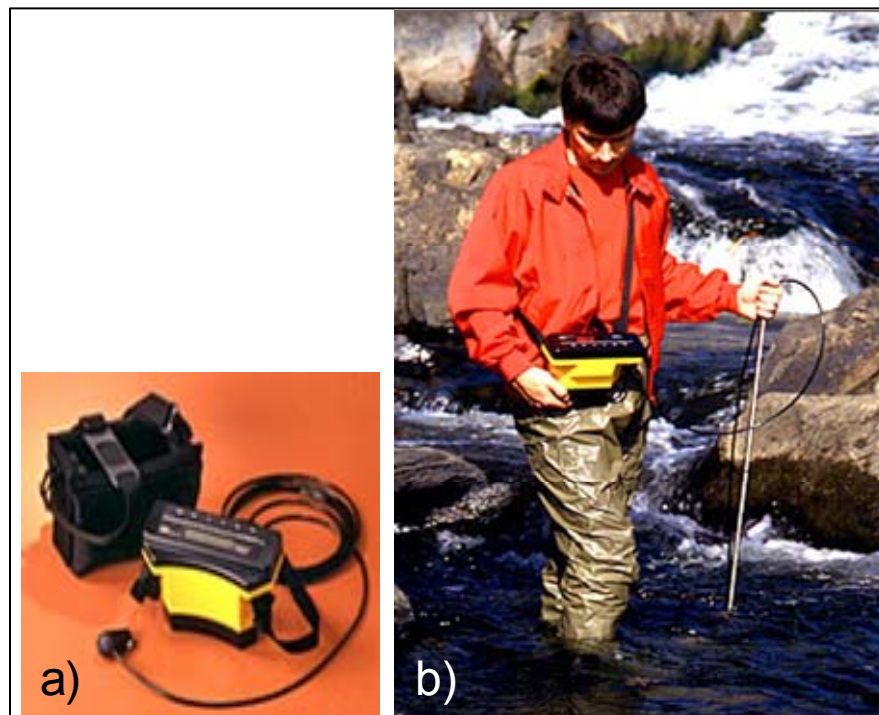


Fig. 25. a) Medidor VMFM. b) Operario midiendo la velocidad con el sensor situado en la vara. Tomada de <http://images.google.es/>.

- **Flotadores.** Se trata del instrumento más sencillo para medir la velocidad del flujo. Consiste en medir el tiempo que tarda un flotador en recorrer una distancia conocida entre dos líneas transversales fijadas.

Una vez calculada la velocidad del agua que pasa por una sección transversal al cauce, el cálculo de los caudales se puede realizar mediante diversos métodos. A continuación se exponen dos: el método de las fajas verticales y el método del área-pendiente.

Cálculo del caudal que pasa por una sección de río por el método de las fajas verticales.

En la Fig. 26 se muestra una sección de un cauce en la que se han realizado mediciones de velocidad en diez líneas verticales, a dos profundidades distintas en cada vertical. En la Tabla 4 se muestran las velocidades medias en cada vertical (V_i) y las profundidades de cada vertical (d_i). Cada una de las mediciones (verticales) representa las condiciones aplicables hasta dos puntos ubicados a mitad de camino entre cada par de verticales adyacentes, a uno y otro lado, a aquella en la cual se realiza esa medición. Esos puntos intermedios delimitan la anchura de una faja cuyo eje coincide con cada vertical de medición.

Multiplicando la superficie de cada faja por la velocidad media del agua medida en su vertical central se calcula el caudal que pasa por cada faja. Sumando los caudales que pasan por todas las fajas se calcula en caudal total que pasa por la sección transversal al cauce.

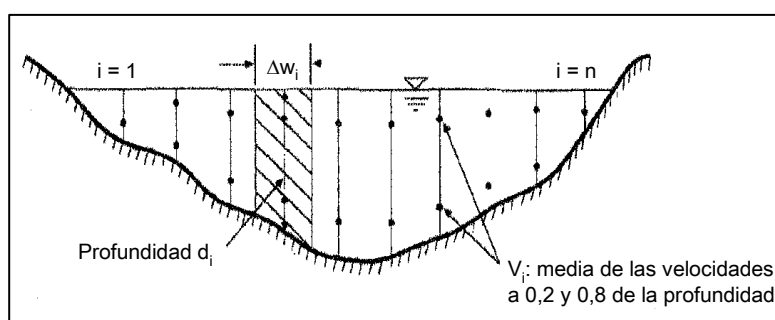


Fig. 26. Ilustración de la sección y de las mediciones realizadas. Tomada de Boiten (2000).

Tabla 4. Valores de las variables medidas (distancias y profundidades) y calculadas (velocidades medias en cada vertical, áreas de cada faja y caudales)

Nº de vertical de medición $n i$	Distancia desde el punto inicial hasta la vertical i (m)	Anchura de la faja centrada en la vertical i Δw_i (m)	Profundidad de la vertical i , d_i (m)	Velocidad media en la vertical i , v_i (m/s)	Área de la faja centrada en la vertical i , $d_i \Delta w_i$ (m^2)	Caudal que pasa por la faja centrada en la vertical i , $v_i d_i \Delta w_i$ (m^3/s)
1	0,00	1,83	0,00	0,00	0,44	0,00
2	3,66	4,88	0,94	0,11	4,61	0,52
3	9,75	6,10	1,34	0,27	8,18	2,17
4	15,85	6,10	1,40	0,33	8,55	2,84
5	21,95	6,10	1,74	0,41	10,59	4,33
6	28,04	6,10	1,37	0,22	8,36	1,81
7	34,14	6,10	1,34	0,27	8,18	2,17
8	40,23	6,10	1,65	0,43	10,03	4,34
9	46,33	5,33	1,86	0,62	9,92	6,14
10	50,90	4,57	1,77	0,68	8,08	5,47
TOTAL					76,94	29,79

La anchura de cada faja se calcula así: por ejemplo, para la faja 2 es:

$$\Delta w_2 = (9,75-3,66)/2 + (3,66-0)/2 = 4,88 \text{ m}$$

El área de la faja 2 es:

$$d_2 \cdot \Delta w_2 = 0,94 \cdot 4,88 = 4,61 \text{ m}^2$$

Y el caudal que pasa por esa faja es:

$$V_2 \cdot d_2 \cdot \Delta w_2 = 0,11 \cdot 4,61 = 0,52 \text{ m}^3/\text{s}$$

La última columna de la Tabla 4 muestra los caudales calculados para cada faja. La suma de todos ellos proporciona el caudal total que pasa por la sección:

$$Q_t = 29,79 \text{ m}^3/\text{s}$$

Como el área total de la sección transversal es $76,94 \text{ m}^2$, la velocidad promedio del agua en esta sección transversal es:

$$V_m = Q / A = 29,79 / 76,94 = 0,38 \text{ m / s}$$

Cálculo del caudal que pasa por una sección de cauce mediante el método del Área-Pendiente.

Para canales uniformes el caudal es determinado, en la mayoría de los casos, mediante la fórmula de Manning. Conocida la pendiente de la superficie del agua S (Fig. 27), el área de la sección transversal A , el radio hidráulico R_h y el coeficiente de rugosidad n , el caudal se puede calcular usando la ecuación de Manning:

$$Q = 1/n R_h^{2/3} S^{1/2} A \quad (17)$$

Donde:

Q = caudal (m^3/s)

n = factor de rugosidad de Manning ($\text{m}^{-1/3} \text{ s}$). Su valor crece con la rugosidad de la superficie de contacto con el agua, y varía entre 0,01 para paredes muy pulidas y 0,06 para ríos con fondo muy irregular y con vegetación (Tabla 5).

R_h = radio hidráulico (m). $R_h = A / P$ (Fig. 27a)

S = gradiente de energía. $S = (H_1 - H_3)/L$ (Fig. 27b). En canales uniformes el gradiente de energía es igual a la pendiente de la superficie del agua. Ambos son paralelos al lecho.

A = área de la sección transversal (m^2)

P = perímetro mojado de la sección (m)

El área de la sección transversal A y su perímetro mojado P se deben calcular a partir de medidas en al menos tres secciones transversales: al principio (A_1, P_1); en medio (A_2, P_2) y al final (A_3, P_3) del tramo donde se quiere medir el caudal.

$$A = (A_1 + 2A_2 + A_3)/4 \quad (18)$$

$$P = (P_1 + 2P_2 + P_3)/4 \quad (19)$$

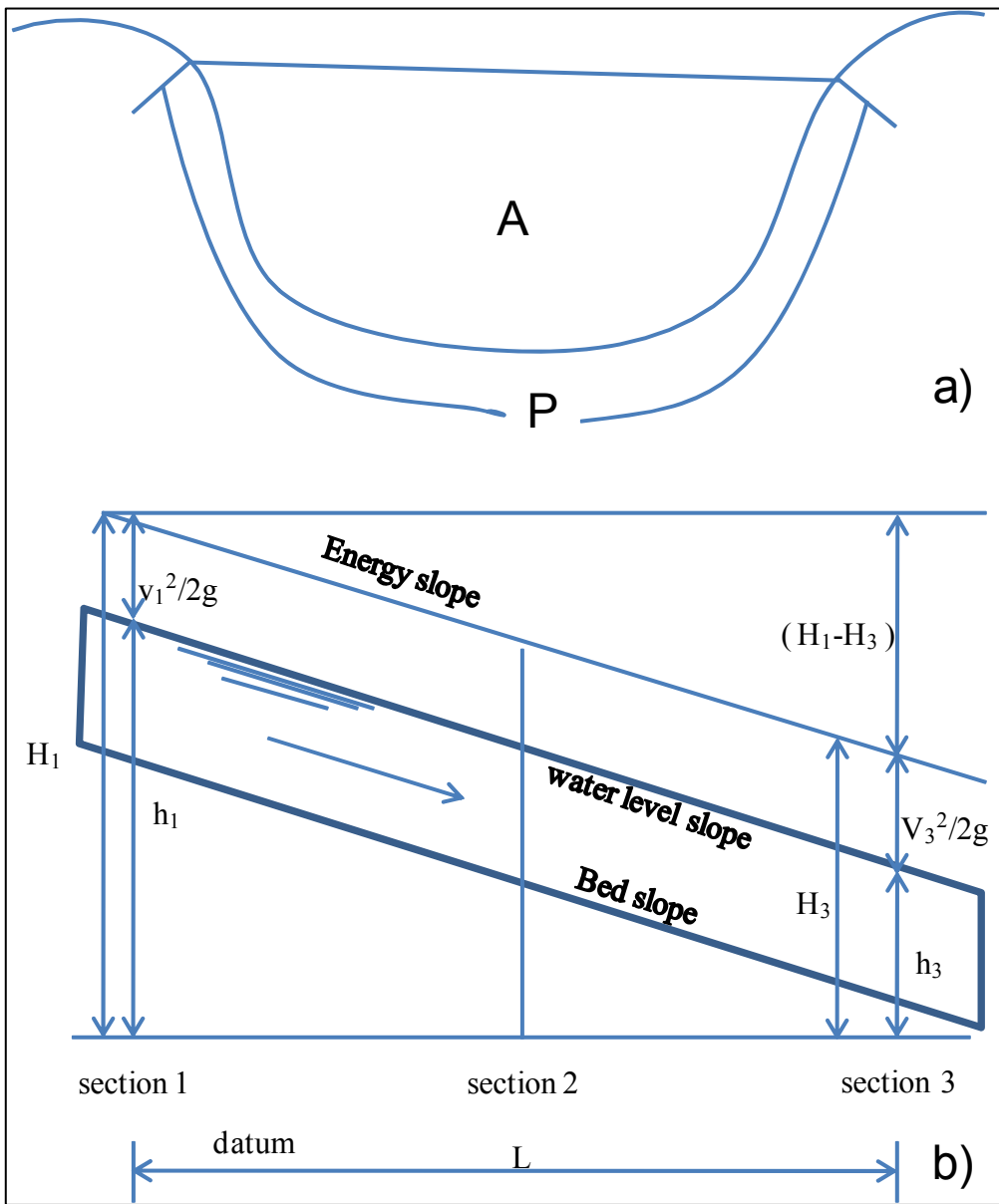


Fig. 27. a) Definición del radio hidráulico. b) Método Área pendiente en un canal uniforme. Modificada de Boiten (2000).

Tabla 5. Valores del coeficiente de rugosidad n de la fórmula de Manning. (ISO 1070 y Chow, 1959).

Type of channel and description	Manning's coefficient n ($m^{-1/3} \cdot s$)		
	Minimum	Normal	Maximum
<i>Excavated or dredged</i>			
a) Earth, straight and uniform			
1. Clean, recently completed	0.016	0.018	0.020
2. Clean, after weathering	0.018	0.022	0.025
3. With short grass, some weeds	0.022	0.027	0.033
b) Channels not maintained			
1. Clean bottom, brush on sides	0.040	0.050	0.080
2. Dense brush, high stage	0.080	0.100	0.140
<i>Natural streams</i>			
a) Minor streams, on plain, $B < 30$ m			
1. Clean, straight, regular profile.	0.025	0.030	0.033
2. Clean, winding, some pools and shoals	0.033	0.040	0.045
3. Same as 2, but irregular profile	0.045	0.050	0.060
b) Mountain rivers, at high stages			
1. Gravel bottom with few boulders	0.030	0.040	0.050
2. Cobbles with large boulders	0.040	0.050	0.070
c) Flood plains			
1. Pasture, cultivated areas	0.025	0.035	0.050
2. Brush and trees	0.035	0.075	0.160

En algunos cauces naturales, tales como ríos con llanuras aluviales, la rugosidad del canal puede variar a lo largo de la sección transversal. En este caso la sección transversal se divide en partes, cada una con una rugosidad, y el caudal se calcula así (Fig. 28):

$$Q = S^{1/2} \sum C_i R_{hi}^{1/2} A_i \quad (20)$$

Donde:

S = gradiente de energía.

C_i = coeficiente de rugosidad ($m^{1/2}/s$).

R_{hi} = radio hidráulico (m).

A_i = área de la sección transversal (m^2)

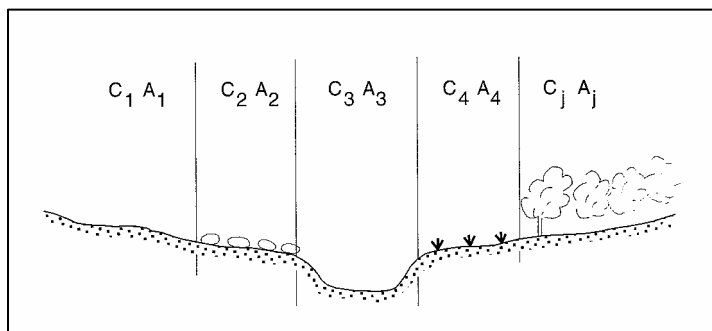


Fig. 28. Ilustración del cálculo del caudal con la fórmula de Manning para secciones de rugosidad variable. Tomada de Boiten (2000).

En **canales no uniformes** las ecuaciones anteriores deben ser modificadas ligeramente, pero no se detalla aquí por exceder los objetivos de este trabajo. Los detalles pueden ser consultados en Chow (1995) y Boiten (2000).

- **Método Área - Pendiente Simplificado:**

En el método convencional el caudal depende principalmente del coeficiente de rugosidad. Para simplificar, (Riggs, 1976) solo lo hace depender del área de la sección transversal y de la pendiente de la superficie del agua:

- o Método convencional: $Q = f(n, R, S, A)$.
- o Método simplificado: $Q = f(S, A)$

El método impone las dos siguientes suposiciones:

- o La rugosidad n y la pendiente S están estrechamente relacionadas.
- o El radio hidráulico R_h y sección transversal A están estrechamente relacionados.

La ecuación empírica esta simplificación es:

$$\text{Log } Q = 0,191 + 1,33 \text{ log } A + 0,05 \text{ log } S - 0,056 (\text{ log } S)^2 \quad (21)$$

- **Método de dilución.** El método de dilución se basa en el principio de continuidad o de la conservación de la masa: las cantidades de agua y de trazador que pasan a través de una sección dada aguas arriba tienen que pasar por otra sección aguas abajo. Una de sus ventajas es que no se precisan medidas de la geometría de la sección transversal. El caudal en el cauce se determina a partir de la concentración del trazador inyectado en la sección de aguas arriba, y de la concentración medida en el tramo de aguas abajo, donde el trazador debería estar uniformemente distribuido en la sección transversal. Ésta última condición restringe la aplicación de los métodos de dilución a cauces montañosos y torrentes con un alto grado de turbulencia.

Los trazadores deben ser sustancias no adsorbibles ni degradables. Pueden ser de tipo químico (sustancias muy solubles, como NaCl, NH₄Cl, CaCl), colorantes (como fluoresceína) o elementos radioactivos (como I¹³¹ o H³) (Custodio y Llamas, 1983).

El método consiste en lo siguiente: en un punto A se inyecta una cantidad conocida de trazador al río (Fig. 29). La masa total de trazador a añadir se introduce en forma de solución (en agua) de concentración conocida C1. La adición se realiza durante un cierto tiempo también conocido, durante el cual la solución se añade de manera constante. En un punto B, aguas abajo de A y lo suficientemente lejano para que el trazador se mezcle completamente con el agua del río, se hace un muestreo continuo de agua el río y se va midiendo la concentración de trazador en la misma. Después de algún tiempo, la concentración de trazador en B permanece constante y la medición puede terminar.

La cuantificación del caudal del río se basa en la ecuación de la continuidad o de balance de masa de trazador:

$$Q C_0 + q C_1 = (Q+q) C_2 \quad (22)$$

Donde:

Q = caudal del río (m^3/s)

C_0 = concentración natural en el agua del río del trazador usado

q = caudal (constante) de trazador inyectado (m^3/s)

C_1 = concentración de trazador de la solución inyectada

C_2 = concentración después de completarse la mezcla en el agua del río

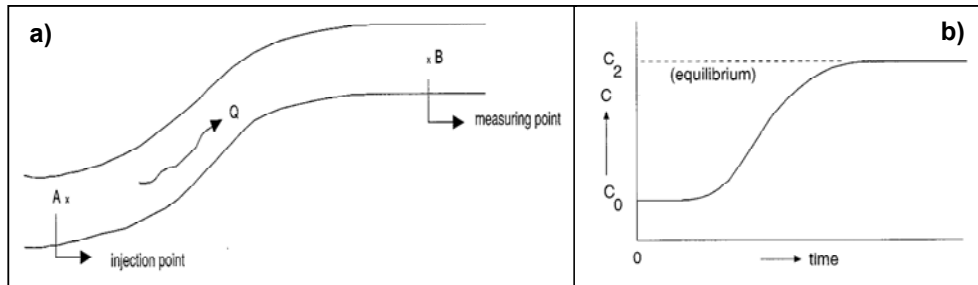


Fig. 29. a) Ubicación de los puntos de inyección A y de medición B en un ensayo de trazador. b) Forma esperable de la curva de paso del trazador por el punto B. Tomada de Boiten (2000).

Así, el caudal del río se cuantifica midiendo las concentraciones C_0 , C_1 , C_2 y q :

$$Q = q (C_1 - C_2) / (C_2 - C_0) \quad (23)$$

En la relación $(C_1 - C_2) / (C_2 - C_0)$, si C_2 es pequeño comparado con C_1 entonces se puede aceptar la siguiente simplificación:

$$Q = q C_1 / (C_2 - C_0) \quad (24)$$

La Fig. 30 muestra imágenes de la tarea de inyección de un trazador y del aspecto de un penacho de fluoresceína. La Fig. 31 muestra el equipamiento usual de medición de concentraciones de trazador en las muestras de agua del río.

Los aforos con trazadores radiactivos requieren usar un radioisótopo de vida corta (pocas horas a pocos días), para evitar riesgos de contaminación. Los trazadores radiactivos tienen la siguiente ventajas e inconvenientes sobre los químicos y colorantes:

Ventajas: la contaminación del trazador desaparece al cabo de un tiempo si se ha usado un radioisótopo de vida corta; se pueden manejar pequeñas cantidades de trazador a muy bajas concentraciones; se puede medir la concentración del trazador en el río sin necesidad de tomar muestras, usando un medidor de radiación.

Inconvenientes: los aparatos para la detección en el campo y en el laboratorio es costosa; el manejo de radioisótopos precisa de precauciones especiales y, además, sólo puede ser realizado por personal autorizado.

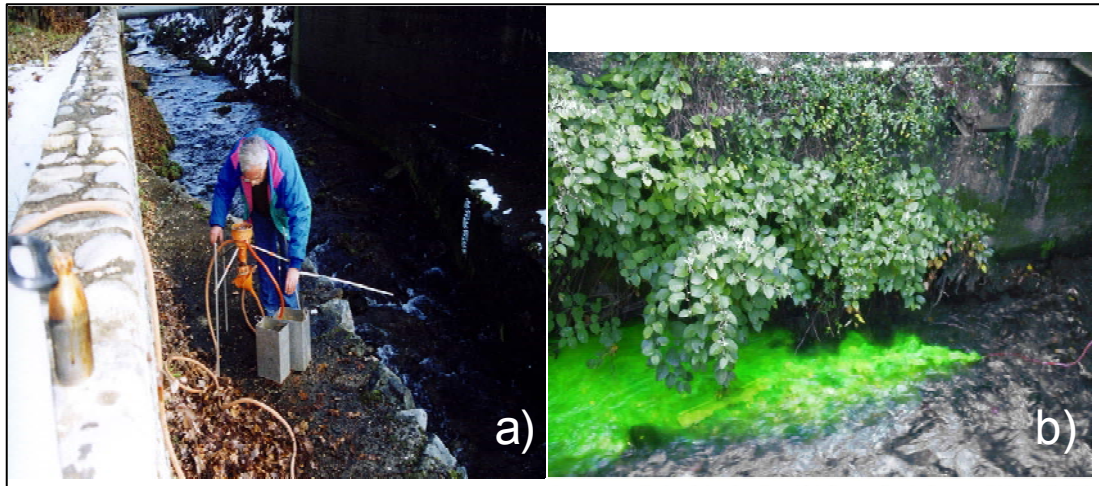


Fig. 30. a) Inyección de trazador en una corriente. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/>. b) Coloración dada por el trazador fluoresceína al incorporarse a una corriente desde la manguera de inyección. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/>.

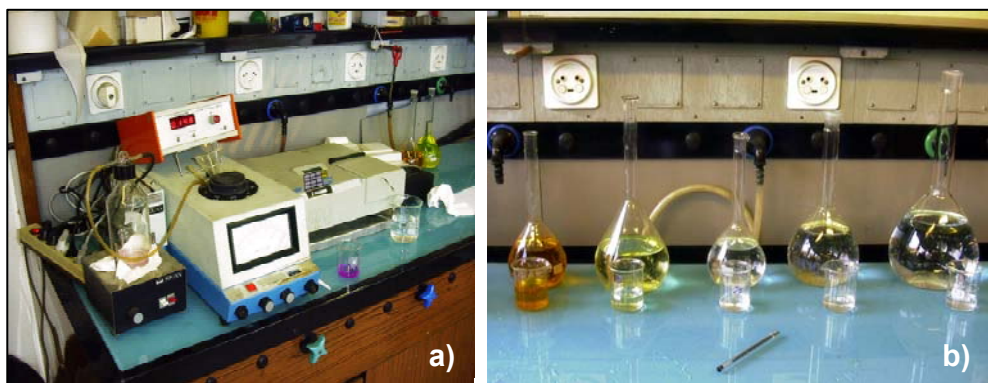


Fig. 31. a) Colorímetro portátil para la medición de concentraciones de trazador. b) Soluciones patrón preparadas con el trazador usado para calibrar el colorímetro. Tomadas de <http://www.cig.ensmp.fr/>.

b) Métodos de medida continua:

- **Método de la curva de gasto (curva que relaciona h con Q).** Una vez que la relación entre el nivel (h) y el caudal (Q) ha sido establecida por uno de los métodos de medidas aisladas o discretas, los caudales se derivan desde las medidas continuas de niveles, usando la curva de gasto.
- **Método acústico (ultrasónico).** Las descargas son calculadas desde medidas de nivel de agua y velocidad de flujo. La velocidad se estima midiendo el tiempo de viaje de una onda en el cauce. Para ello se ubican a una cierta profundidad, en ambos márgenes del cauce, transductores que emiten pulsos acústicos. Estos transductores se ubican de modo que crean una línea diagonal de medida

acústica (Fig. 33). Normalmente se colocan dos líneas de medida acústica (cuatro transductores) que mejoran la estimación final de la velocidad.

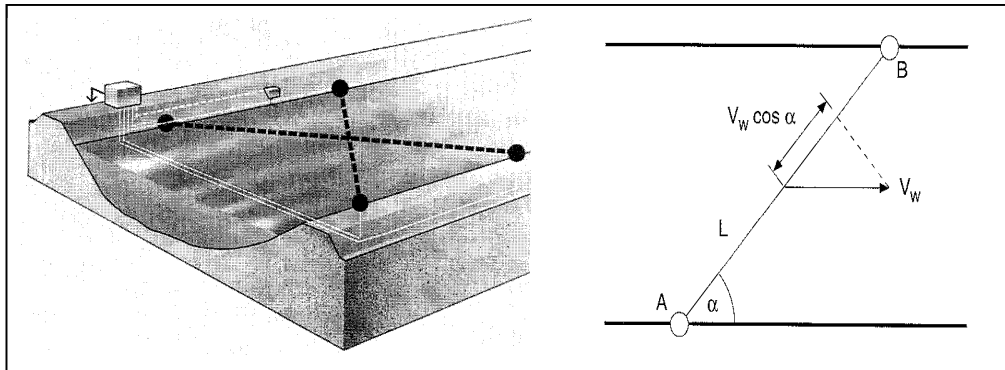


Fig. 33. Esquema del método ultrasónico. Tomada de Boiten (2000).

Cálculo de Q: con flujo cero, el tiempo de viaje de A a B en la Fig 31 (t_1) es igual al de B a A (t_2):

$$t_1 = t_2 = L/C \quad (25)$$

Donde:

L = longitud del camino del pulso acústico

C = velocidad del sonido en el agua, 1450-1480 m/s

Si hay un flujo distinto de cero, como en la Fig. 34, entonces el pulso acústico de A a B está siendo acelerado y el de B a A retrasado según las expresiones:

$$t_1 = L/(C + V_w \cos \alpha) \text{ tiempo de viaje en la dirección aguas abajo} \quad (26)$$

$$t_2 = L/(C - V_w \cos \alpha) \text{ tiempo de viaje en la dirección aguas arriba} \quad (27)$$

Donde:

V_w = vector de velocidad media del flujo en la profundidad de los transductores.

α = ángulo entre este vector y el camino del pulso acústico.

$$V_w = (L/2 \cos \alpha)(1/t_2 - 1/t_1).$$

La velocidad V_w debe ser corregida por un factor k que depende de la profundidad a la que se emita el pulso, la rugosidad del fondo del canal y la forma de la sección transversal. Normalmente k varía entre 0,9 y 1,1. Entonces el caudal quedará:

$$Q = k V_w A \quad (28)$$

- **Método electromagnético.** Este método es muy recomendable en ríos donde el crecimiento de la maleza es un gran problema. El método consiste en que un campo magnético vertical corta el movimiento del flujo. Este campo es generado

por una larga bovina enterrada en el lecho del río, a través de la cual fluye una corriente eléctrica. Una fuerza electromotriz (fem) es inducida en el agua y medida por unos sensores (electrodos) situados a cada lado del canal, este pequeño voltaje es directamente proporcional a la velocidad media del flujo en la sección transversal.

La Ley de Faraday de la inducción electromagnética relaciona la longitud de un conductor moviéndose en un campo magnético con la e,m,f usando la siguiente relación:

$$\mathbf{E} = \mathbf{v} \mathbf{b} \mathbf{B} \quad (29)$$

Donde:

- E** = fuerza electromotriz en voltios (V)
- v** = velocidad media del conductor (agua) en m/s
- b** = longitud del conductor, igual a la anchura del canal en metros
- B** = intensidad del campo magnético en Teslas (T)

En la práctica, sin embargo, el resultado del potencial teórico de los electrodos será reducido dependiendo del lecho y de la conductividad del agua. Por tanto, la ecuación anterior se transforma en:

$$\mathbf{Q} = \mathbf{k} ((\mathbf{E} \mathbf{R}_w / \mathbf{I} \mathbf{R}_b) - \mathbf{C}) \mathbf{n} \quad (30)$$

Donde:

- Q** = caudal (m³/s)
- K** = constante dimensional
- R_w** = resistividad del agua (Ω/m)
- R_b** = Resistencia del lecho (Ω)
- I** = corriente de la bovina (A)
- C** = constante de la estación (V/mA)
- N** = coeficiente de ajuste

Los valores de K, C y n son empíricos, determinados por la calibración del sistema. El efecto del lecho puede ser reducido por un revestimiento del canal con una membrana impermeable a la electricidad para reducir las fugas de corriente a un nivel aceptable.

Selección del emplazamiento: deben evitarse las áreas de alta interferencia eléctrica (cables de alimentación, trenes eléctricos); para canales no aislados el ratio anchura/profundidad no deberá exceder 10; para canales aislados se permitirá un ratio anchura/profundidad de 200, según la norma ISO 9213; deben evitarse las variaciones espaciales de la conductividad eléctrica en el agua (estuarios).

Elementos de una estación electromagnética (Fig. 34):

- La bovina enterrada debajo del canal a una profundidad de 0,5 m.
- Una membrana aislante, normalmente necesaria.
- Dos electrodos midiendo el potencial resultante.
- Dos sensores midiendo la conductividad del lecho.

- Cuatro inhibidores de ruido situados fuera del campo magnético, midiendo el ruido eléctrico de los alrededores, para ser deducida de la señal producida por los sensores de voltaje.
- El máximo ancho del río determinará los costes de instalación e instrumentación por lo que el río no debe exceder del rango de 50-100 metros

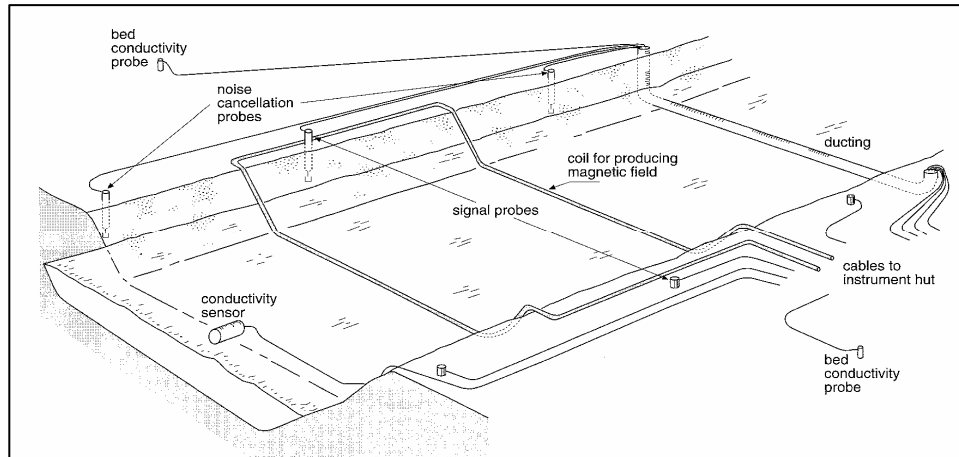


Fig. 34. Esquema de una estación electromagnética. Tomada de Boiten (2000).

- **Estaciones de bombeo.** Para cualquier estación de bombeo se puede establecer una relación entre la descarga y la pérdida total de carga, soportada por calibración con uno de los métodos de medida aislada. Contabilizando las horas de bombeo, el volumen total de agua puede ser calculado. Existen dos familias de estaciones de bombeo:

- Bomba tipo Tornillo de Arquímedes (Fig. 35). Esta bomba tiene una o más hojas en forma de espiral unidas a un eje (tubería). Al rotar el eje se recogerá el agua entre las hojas, llevándola hacia arriba. La capacidad es proporcional a la cantidad de agua entre dos hojas, multiplicada por el número de revoluciones n o, si el tornillo tiene más espirales, multiplicada por el número de espirales. En el Tornillo de Arquímedes moderno son relevantes los siguientes elementos:

d = diámetro del eje (m)

D = diámetro del tornillo (m)

β = gradiente (en muchos casos 30° , 35° o 38°)

a = número de espirales, en muchos casos 3

S = longitud de una espiral individual (m)

L = longitud total de espirales a lo largo del eje o tubería (m)

La descarga a través del Tornillo de Arquímedes es:

$$Q = f q n D^3 \quad (31)$$

Donde:

Q = caudal (m^3/min)

q = factor del tornillo, $q = f(\beta, d/D, S/D)$. El valor de q es proporcionado por el fabricante.

f = factor de eficiencia, normalmente $1,10 < f < 1,20$

n = velocidad (revoluciones por minuto), normalmente $20 < n < 100$

D = diámetro del tornillo (m)

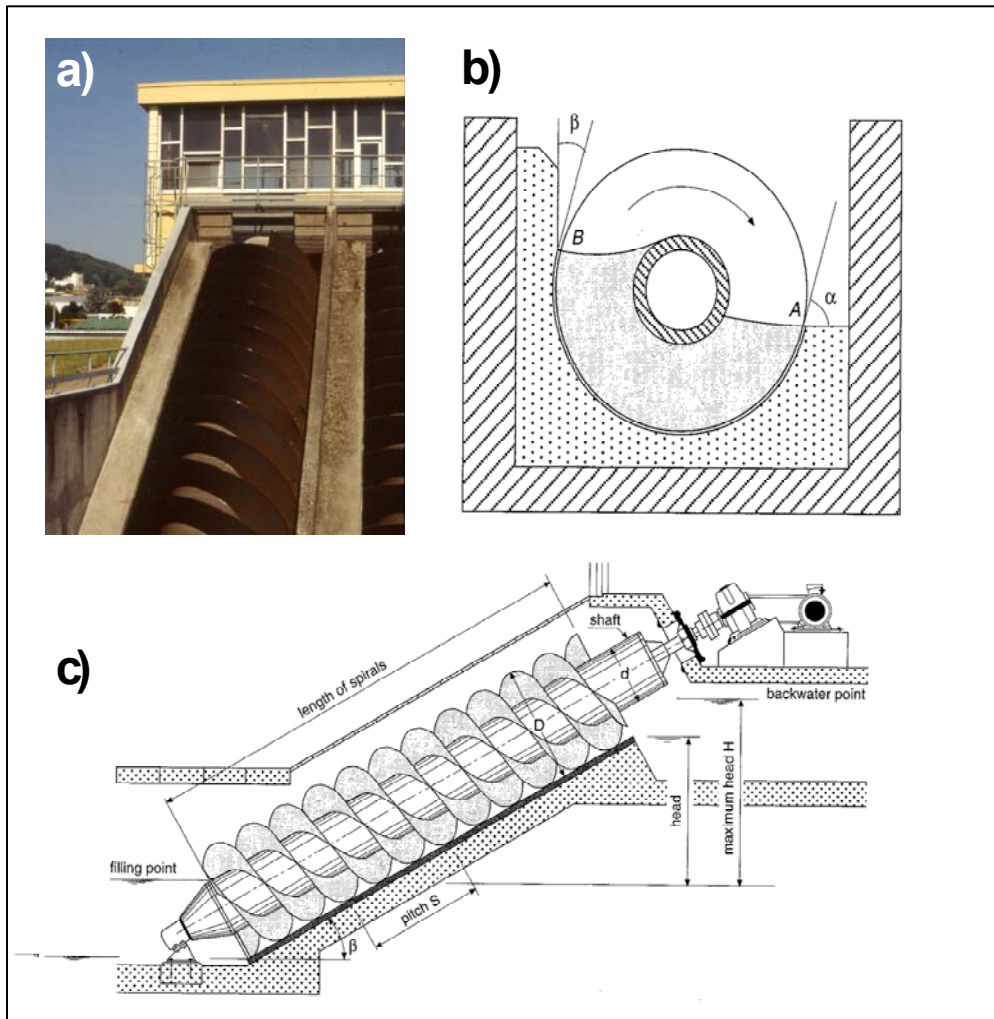


Fig. 35. a) Foto de un Tornillo de Arquímedes. Tomada de <http://www.cig.ensmp.fr/~hydro/>. b) Sección transversal y funcionamiento del tornillo. c) Esquema de un Tornillo. Tomado de Boiten (2000).

- **Bombas centrífugas.** La bombas centrífugas están integradas un sistema de tuberías cerradas. El agua de alimentación es aspirada por la tubería de succión hasta la bomba y luego enviada a otro depósito por una tubería de envío (Fig. 36).

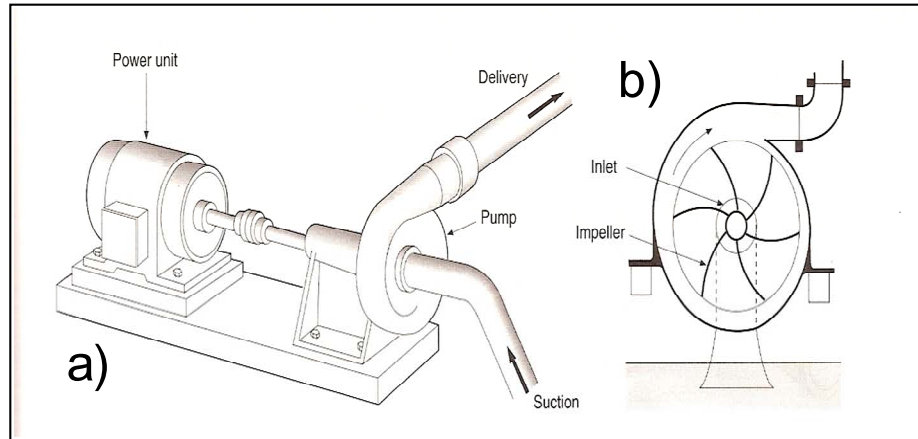


Fig. 36. a) Equipo de bomba y motor. b) Vista frontal de bomba centrífuga. Tomada de Boiten (2000).

La determinación del caudal mediante bombas centrífugas es más compleja. Para las bombas centrífugas se definen los siguientes términos (Fig. 37):

H_{man} = altura manométrica, diferencia de presiones a una corta distancia antes y después de la bomba, medidas con manómetros.

H_{bomba} = diferencia en carga de energía a una corta distancia antes y después de la bomba.

$$\mathbf{H_{bomba} = H_{man} + z + v_1^2/2g - v_2^2/2g} \quad (32)$$

Donde:

Z = diferencia de niveles entre ambos manómetros.

v₁ = velocidad de flujo en la tubería de succión.

v₂ = velocidad de flujo en la tubería de envío.

H_{estación} = altura geométrica.

H_w = pérdidas de energía totales, antes de la bomba (H_{w1}) y después (H_{w2}), debido a válvulas, codos, etc.

En la fábrica H bomba es medida como una función del caudal. Si se acepta:

Z = 0 (ambos manómetros al mismo nivel).

v₁ = v₂ (diámetros de aspiración y descarga iguales)

Entonces:

$$\mathbf{H_{bomba} = H_{man}} \quad (33)$$

$$\mathbf{H_{man} = H_{est} + H_w} \quad (34)$$

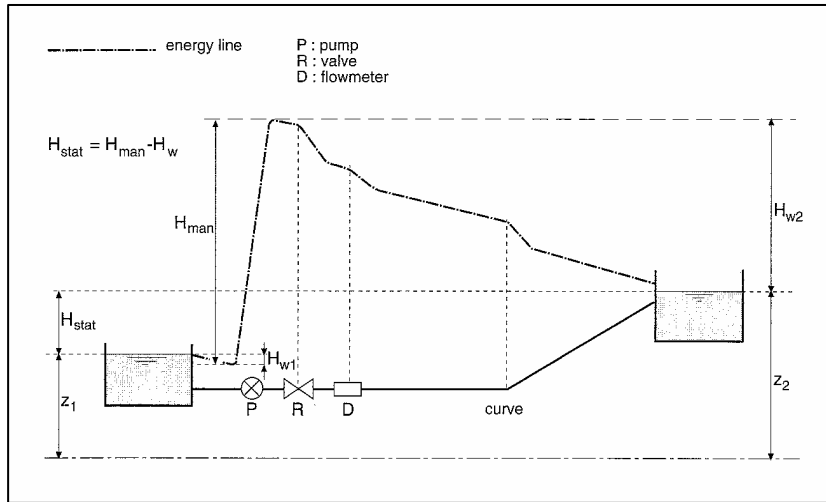


Fig. 37. Línea de energía para un sistema tubería-bomba-tubería. Tomada de Boiten (2000).

Hay que distinguir dos tipos de curva de descarga:

- Curva de la bomba: $Q - H_{man}$. Esta relación ha sido fijada en la fábrica. (Fig. 38).
- Curva de la estación: $Q - H_{est}$. Esta relación ha sido fijada usando la curva de la bomba, y por cálculo de las pérdidas de carga, o por calibración en campo (método del correntómetro).

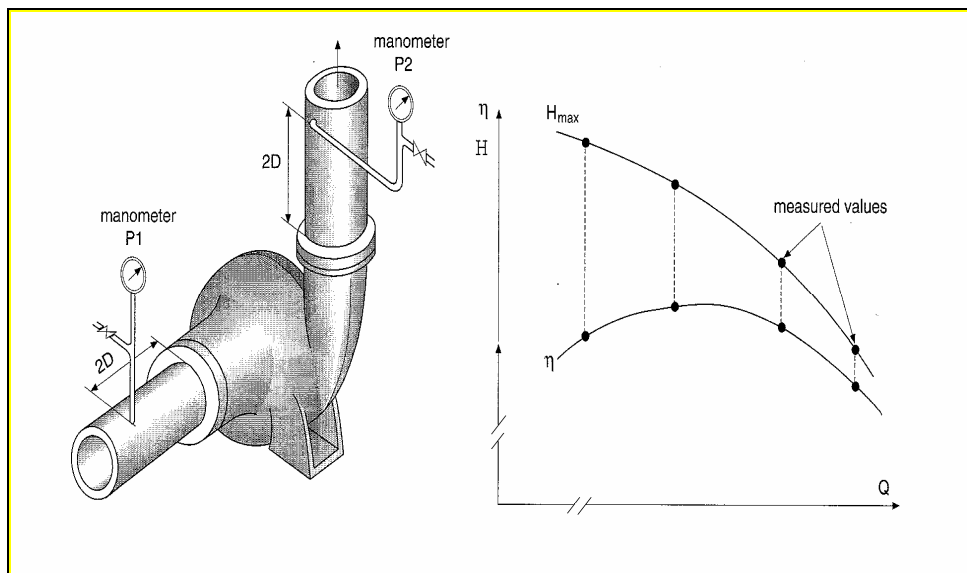


Fig. 38. La figura muestra la calibración de fábrica: capacidad y eficiencia. Tomada de Boiten, W. 2000.

La determinación del caudal que pasa a la estación de bombeo puede ser realizado de los siguientes modos:

- a) Usando la curva de la bomba $Q - H_{man}$ y midiendo H_{man} en los mismos emplazamientos del test de fábrica.
- b) Usando la curva de la bomba $Q - H_{man}$ pero midiendo H_{stat} (sin contar pérdidas). Este método es una práctica común en muchos casos, proporcionando una subestimación de la descarga real, dependiendo del ratio H_w/H_{man} (Fig. 39).

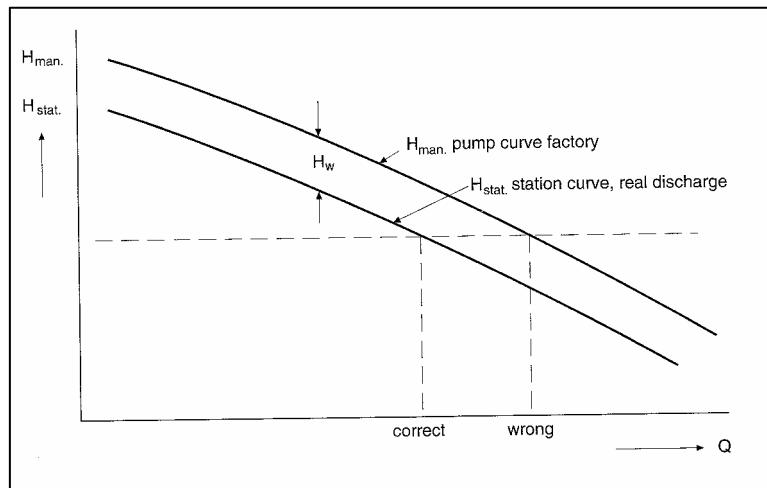


Fig. 39. Mal uso de la curva de la bomba. Tomada de Boiten (2000).

- c) Usando la curva de la estación $Q - H_{stat}$ después de la calibración de la estación de bombeo, y la medida de los niveles de agua a ambos lados de la estación.
 - d) Midiendo las descargas en la tubería de descarga usando un medidor de flujo electromagnético, sensores ultrasónicos, o medidores Doppler.
 - e) Midiendo la descarga en uno de los canales abiertos del lado de la succión o de la descarga, usando el método acústico o una estructura de medida de flujo (vertedero).
- c) **Estructuras de medida de flujo.** Las estructuras de medida de flujo se definen como estructuras hidráulicas, instaladas en canales abiertos o en conducciones cerradas con una superficie de agua libre donde en muchos casos la descarga puede ser derivada desde la medida del nivel a aguas arriba de dicha estructura. (Fig. 40).

Esta estructura provoca una reducción artificial de la sección transversal del canal, lo cual provoca un incremento en el nivel de aguas arriba, creando una caída del agua por encima de la estructura. Siempre que la reducción sea lo suficientemente fuerte, nosotros tendremos una relación única entre la descarga y el nivel aguas arriba. Por tanto, con una medición continua de del nivel del agua podemos tener un registro de las descargas como función del tiempo. La relación entre la descarga y el nivel de aguas arriba depende principalmente de la forma y dimensión de la estructura y ligeramente de la geometría del canal de aguas arriba.

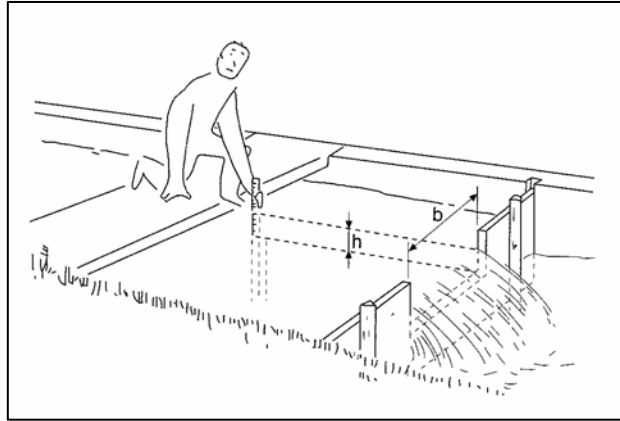


Fig.40. Medición del nivel de aguas arriba. Tomada de Boiten (2000).

▪ **Clasificación de las estructuras de medida de flujo:**

- **Aliviaderos de amplia cresta.** La longitud de la cresta debe ser suficiente para permitir un flujo paralelo y recto y a corta distancia por encima de ésta. Dentro de los aliviaderos de amplia cresta están: los de cresta horizontal redondeada (Fig. 41a), cresta rectangular, Romjin, de perfil trapecoidal (Fig.41b), el Fayoum Standard, y de cresta en forma de V.
- **Aliviaderos de cresta delgada.** La longitud de la cresta es de 1 a 2 mm, por eso se les llama vertederos de pared delgada. La lámina de agua es completamente libre a la altura del cuerpo del vertedero y después de éste, y las líneas de corriente por encima de la cresta se curvan fuertemente, Dentro de los aliviaderos de cresta delgada están: los de cresta horizontal (Fig.42a), rectangular (con contracción en el lado), en forma de V (Thomson; ver Fig.42b), trapecoidal (Cipoletti) y circular.
- **Aliviaderos de cresta corta.** Las líneas de corriente por encima de la cresta son curvadas, Dentro de los aliviaderos de cresta corta están: en forma de V, de perfil triangular o de Crump (Fig.43a) y de cresta cilíndrica (Fig.43b).
- **Métodos de profundidad final.** Donde el fondo del canal desciende de repente, se crea una caída libre. El nivel del agua es medido exactamente por encima del lugar de caída (profundidad final). La descarga es función de la profundidad última o final y de la forma de la sección transversal. Nosotros podemos identificar canales rectangulares y no rectangulares con caída libre.

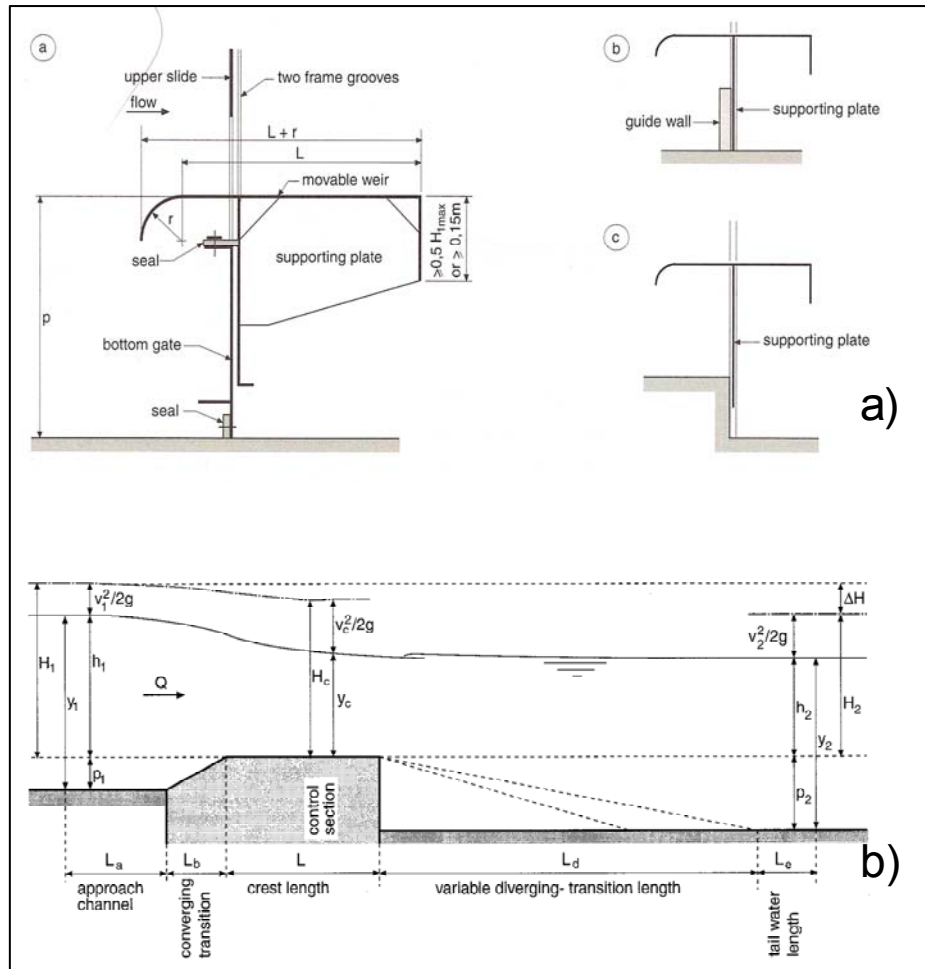


Fig. 41 a). Aliviadero de amplia cresta, horizontal y ajustable. b) Típico aliviadero de amplia cresta con cresta fija. Tomada de Boiten (2000).

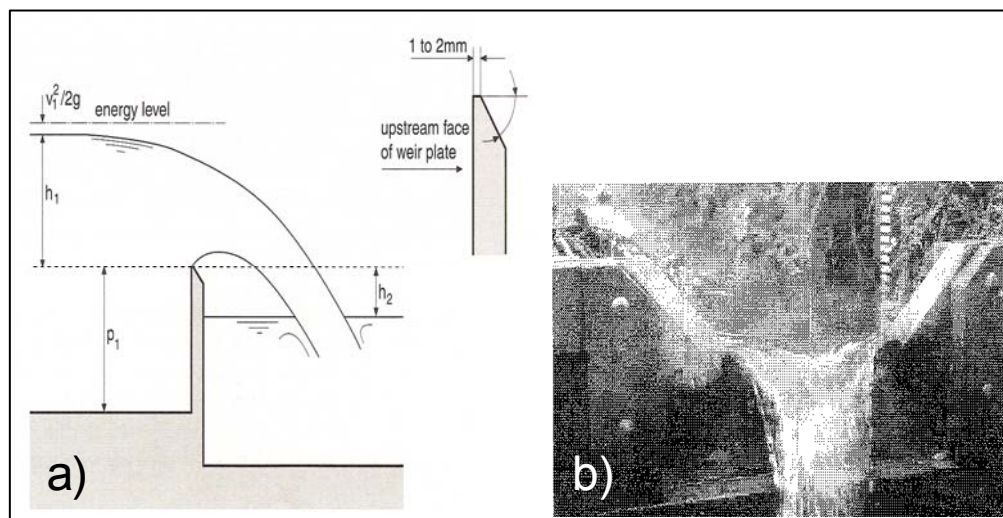


Fig. 42 a) Aliviadero de cresta delgada horizontal. b) Aliviadero en forma de V o de tipo Thomson. Tomada de Boiten (2000).

- **Vertederos.** Los vertederos y los aliviaderos de cresta amplia tienen algunas semejanzas. Los vertederos son menos estrictos en la altura de cresta y su sección aguas abajo es gradualmente divergente para recuperar energía. La distinción más notoria es entre los vertederos de garganta profunda y los de garganta poco profunda. Los primeros son similares a los aliviaderos de cresta amplia (lámina paralela) y los últimos se comportan como los de pared delgada (lámina curvada).

Dentro de los vertederos de garganta profunda se encuentran: los vertederos rectangulares o de Venturi, trapecoidales (Fig. 44a y 44b) y los de forma en U.

En cuanto a los de garganta poco profunda están: con transición redondeada, con plano de transición partido, Khafagi-Venturi (Fig. 45), Parshall (con 22 anchuras diferentes), Saniiri, H, San Dimas y San Dimas modificado y Palmer Bowlus.

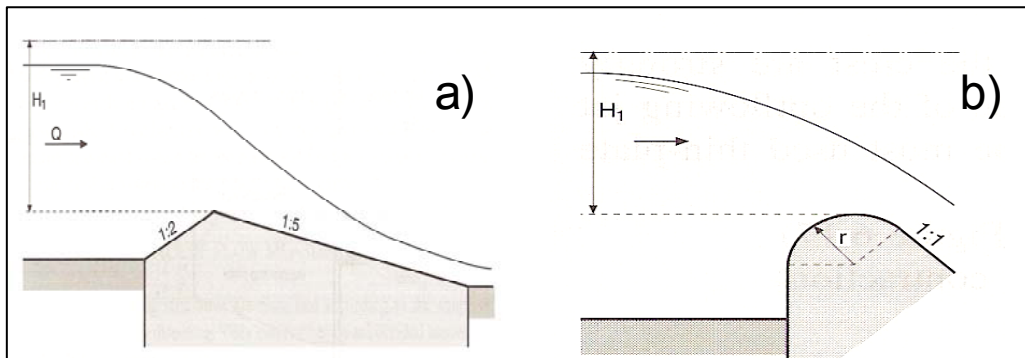


Fig.43. a) Aliviadero de cresta corta de perfil triangular. b) Aliviadero de cresta corta cilíndrica. Tomado de Boiten (2000).

- **Compuertas.** Son compuertas u orificios las aberturas en una placa o pared, cuya parte de arriba está situada a una distancia suficiente debajo del nivel de aguas arriba. Los flujos de agua a través de la compuerta se denominan flujos de compuerta. El flujo puede ser libre o sumergido. Se hace una distinción entre orificios agudo-afilados en placas delgadas y una variedad de compuertas:
 - Orificios agudo-afilados (rectangular, circular y otras formas).
 - Orificios de cabeza constante.
 - Compuerta radial (Fig.46 a).
 - Compuerta ajustable Crump de Gruyter.
 - Compuerta vertical (Fig.46 b).
 - Módulos de Neyrpic.
 - Varias válvulas.
 - Alcantarillas (medición de los flujos pico).
 - Compuerta Romjin.
 - Sifones.

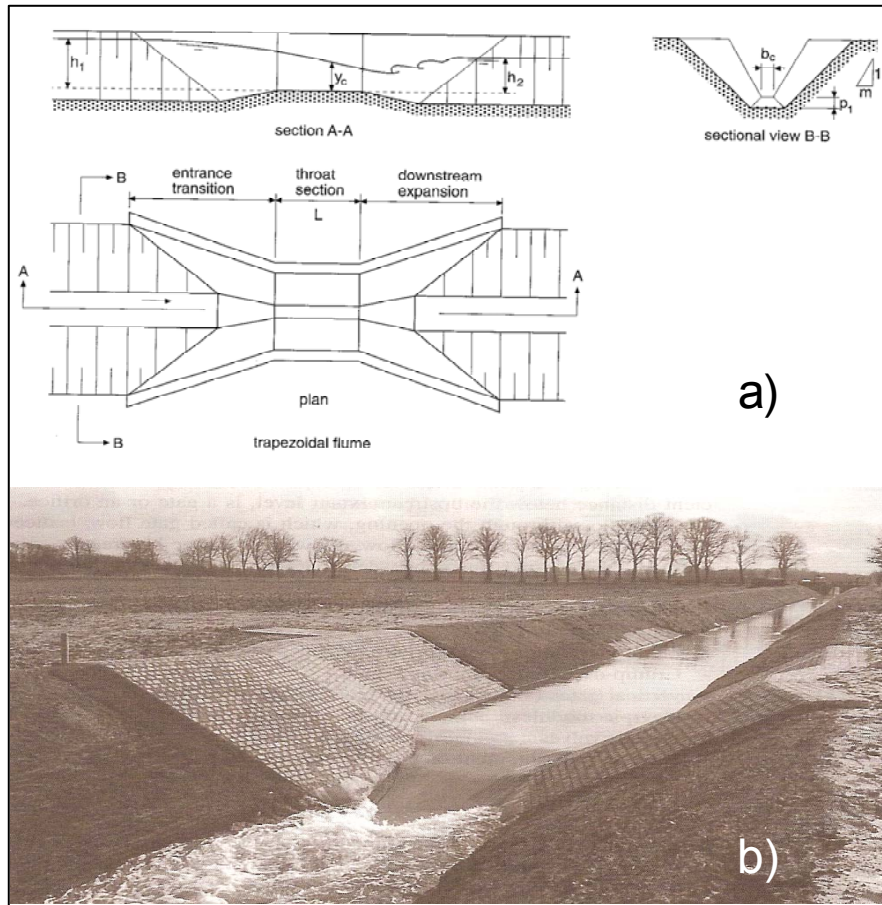


Fig. 44. a) Vertedero trapezoidal. b) Vertedero trapezoidal en Geleenbeek. Tomada de Boiten, W. 2000.

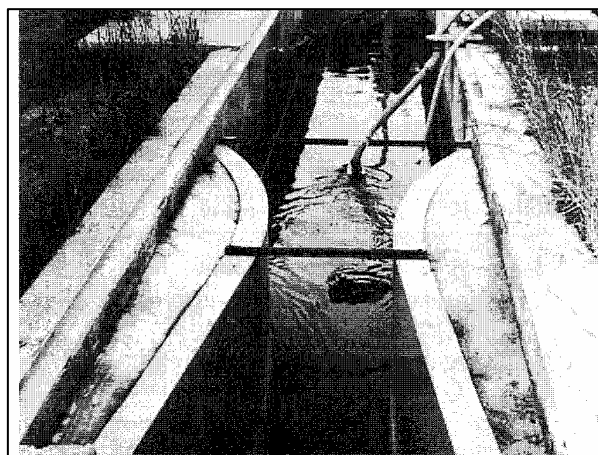


Fig. 45. Un_Khafagi-Venturi. Tomado de Boiten (2000).

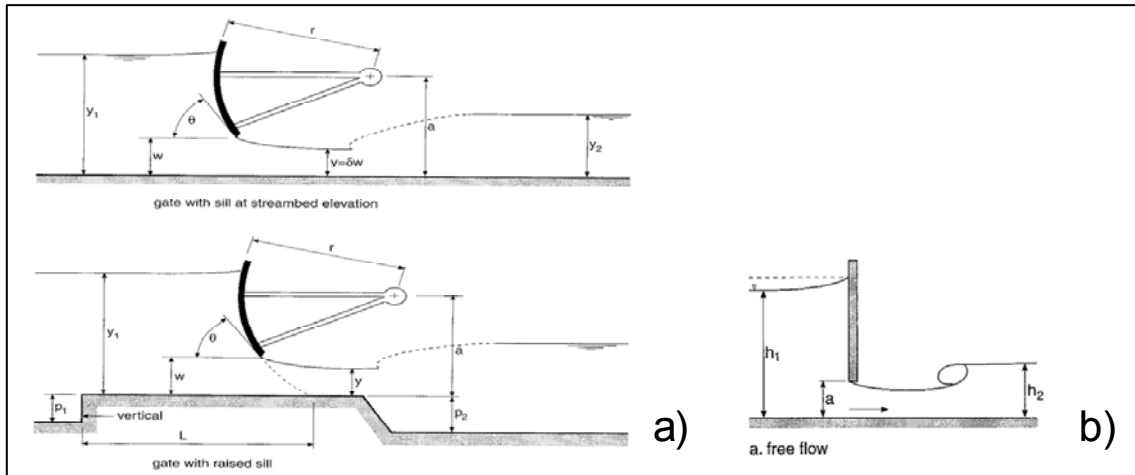


Fig. 46 a) Flujo por debajo de una compuerta radial. b) Flujo por debajo de una compuerta vertical. Tomada de Boiten (2000).

▪ **Ecuaciones de carga-descarga**

- **Para aliviaderos de cresta amplia, la mayoría de los de cresta corta y vertederos (Tabla 6).**

Tabla 6. Ecuaciones de carga-descarga para aliviaderos de cresta amplia, la mayoría de los de cresta corta y vertederos Tomado de Boiten (2000).

Shape in control section	Head-discharge equations for free flow	eq.
 rectangular	$Q = \left(\frac{2}{3}\right)^{3/2} * g^{1/2} * b * C_D * C_V * h_1^{1.50}$	(6.2)
 V-shaped	$Q = \left(\frac{4}{5}\right)^{3/2} * \left(\frac{g}{2}\right)^{1/2} * tn\left(\frac{\alpha}{2}\right) * C_D * C_V * h_1^{2.50}$	(6.3)
 trapezoidal	$Q = C_D * (by_c + my_c^2) * \{2g(H_1 - y_c)\}^{1/2}$	(6.4)
 V-shaped more than full	$Q = \left(\frac{2}{3}\right)^{3/2} * g^{1/2} * B_c * C_D * C_V * (h_1 - 0.5 H_0)^{1.50}$	(6.5)

Los símbolos usados en la Tabla 6 son:

Q = descarga (m³/s)

g = aceleración de la gravedad (m/s²)

b = ancho de la cresta del aliviadero (m)

Cd = coeficiente de descarga característico (-), Cd=f(geometría de la sección de control)

C_v = coeficiente de velocidad de aproximación (-). El coeficiente de aproximación de la velocidad se expresa:

$C_v = [H_1/h_1]^u$, donde u está tabulado en la Tabla 7.

h_1 = carga medida (m).

α = ángulo del fondo de la forma en V.

y_c = profundidad crítica en la sección de control, $y_c = f(H_1/b, m)$.

m = talud horizontal de la sección de control.

H_1 = carga de energía aguas arriba (m).

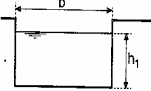
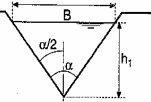
H_b = altura del fondo del triángulo (m).

Tabla 7. Valores de u según la forma de la sección de control. Tomada de Boiten (2000).

Shape of control section	u-power
Rectangular	1.5
Parabolic (circular)	2.0
V-shaped	2.5
V-shaped 'more than full'	$1.5 < u < 2.5$

- **Para aliviaderos de cresta delgada y algunos de cresta corta (Tabla 8).**

Tabla 8. Ecuaciones de carga-descarga para aliviaderos de cresta delgada y algunos de cresta corta. Tomada de Boiten (2000).

Shape of control section	Head-discharge equations for free flow	Eq.
 rectangular	$Q = C_e * \frac{2}{3} \sqrt{2g} * b * h_1^{1.50}$	(6.8)
 triangular V-shaped	$Q = C_e * \frac{8}{15} \sqrt{2g} * m \left(\frac{\alpha}{2} \right) * h_1^{2.50}$	(6.9)

- **Para compuertas.** Las ecuaciones carga-descarga según el tipo de flujo son:

- **Flujo libre** (Fig. 47a):

$$Q = C_1 b a \sqrt{(2gh_1)} \quad (35)$$

Donde:

a = abertura compuerta (m)

C_1 = coeficiente de descarga característico para flujo libre. Es función del parámetro h_1/a y de la forma del fondo de la compuerta.

- **Flujo sumergido** (Fig. 47b):

$$Q = C_2 b a \sqrt{2g(h_1-h_2)} \quad (36)$$

Donde:

h_2 = nivel aguas abajo (m)

C_2 = coeficiente de descarga característico para flujo sumergido. Es función del parámetro h_2/h_1 y de la forma del fondo de la compuerta.

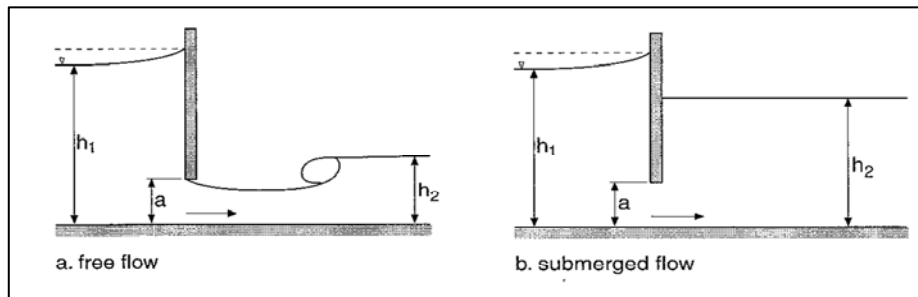


Fig.47 a) Flujo libre debajo de una compuerta vertical b) Flujo sumergido debajo de una compuerta vertical. Tomada de Boiten (2000).

4.3. Escorrentía subterránea

4.3.1. Descripción del proceso

Por debajo de la superficie del terreno, el agua contenida en los poros y grietas se mueve fundamentalmente por estar sometida a distinta presión en distintos lugares. El flujo de agua tiene lugar de lugares donde hay mayor presión a lugares donde hay menor presión.

Desde el punto de vista de los humedales, lo interesante es que el flujo de agua subterránea puede ocasionar descarga a la cubeta de un humedal y a la vegetación asociada (abastecimiento), y también puede ocasionar una extracción de agua del humedal mediante infiltración a través del terreno y recarga a un cuerpo de agua subterránea. La descarga de agua subterránea puede ocurrir en forma líquida como flujo difuso (rezumes) o concentrado (manantiales o surgencias), o bien en forma de vapor (evaporación).

4.3.2. Descripción de las técnicas de medición

Para conocer la dirección del flujo de agua subterránea en el terreno en torno a un humedal es necesario conocer la geometría de la red de flujo. Si además se desea cuantificar los flujos, es necesario conocer la permeabilidad o conductividad hidráulica del terreno, los gradientes hidráulicos y la porosidad eficaz. Todas estas variables se describen más abajo.

Para conocer la red de flujo del agua en el terreno hay que medir los niveles piezométricos en distintas ubicaciones y dibujar mapas piezométricos, tal como se explica a continuación.

a) Acceso a niveles piezométricos en el terreno

Para medir el nivel de agua subterránea en el subsuelo (nivel piezométrico) es necesario utilizar pozos o sondeos, que son llamados puntos de observación. Se trata de tubos que se introducen en agujeros previamente excavados por debajo del nivel freático, los cuales conectan el agua subterránea con la atmósfera gracias a una rejilla por donde ingresa el agua y sube por el interior del tubo. El agua se eleva en el tubo hasta una altura equivalente a la presión del fluido en el terreno justo en el punto de conexión con el tubo, u orificio piezométrico (rejilla), es decir hasta el nivel de carga del mismo. Esta altura, expresada respecto a una referencia o datum (que es el nivel del mar), es el nivel piezométrico.

La presión del agua en una posición concreta de una masa de agua (P) se puede expresar, de acuerdo con la ecuación de la hidrostática, así (Fig. 48):

$$P = P_0 + \rho * g * z = \rho * g * \delta h \quad (37)$$

Donde:

P₀= presión actuante sobre la superficie libre del fluido en las masa de agua (Fig. 48)

ρ = densidad del fluido

g= aceleración de la gravedad

z= profundidad del punto que se está midiendo en el fluido

$\delta h = \Delta h$ = elevación del fluido en el tubo piezométrico, por encima del punto en el cual se está midiendo la presión

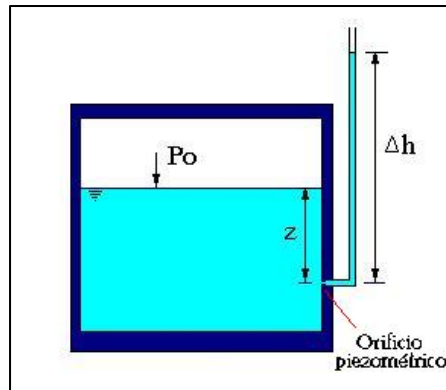


Fig. 48. Representación del nivel piezométrico. Tomada de <http://es.wikipedia.org/>.

b) Tipos de puntos de observación

Básicamente existen dos tipos de puntos de observación: los ambientales (siempre poco profundos) y los piezométricos (cualquier profundidad). La principal diferencia entre los dos radica en la longitud de la zona de respuesta (rejilla) (Fig. 49). Mientras que en los piezómetros esta longitud solo se extiende o bien directamente en el fondo de éste o en una corta longitud cerca del fondo, en los ambientales poco profundos esta longitud se extiende a lo largo de toda la tubería por debajo del terreno.

Esta diferencia es muy importante ya que cuando los pozos ambientales atraviesan un paquete de terreno con litología heterogénea, lo que miden es una composición de las distintas presiones que existen en dichos estratos, impidiendo conocer el nivel piezométrico de cada uno de ellos. Las distintas presiones de los distintos estratos pueden ser aisladas e interpretadas independientemente usando grupos de piezómetros, ya que estos miden exclusivamente la presión en su extremo.

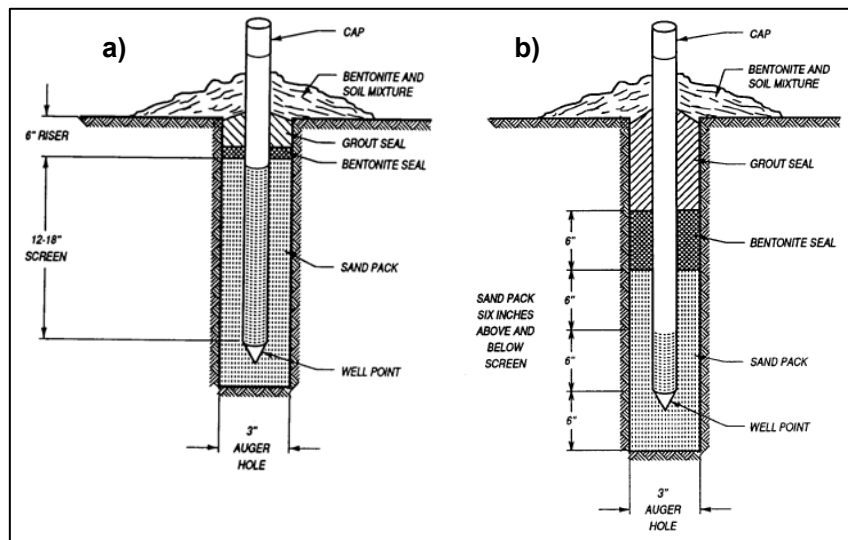


Fig. 49. a) Pozo ambiental (rejilla en toda la tubería). b) Piezómetro (rejilla corta en el último tramo). Tomada de USACE (1993).

c) Características de los puntos de observación

Tanto los pozos ambientales como los piezómetros constan de 4 partes (Fig. 50). Comenzando por el fondo y siguiendo hacia arriba son:

- Punta
- Tubería ranurada (zona de respuesta)
- Tubería lisa
- Tapadera

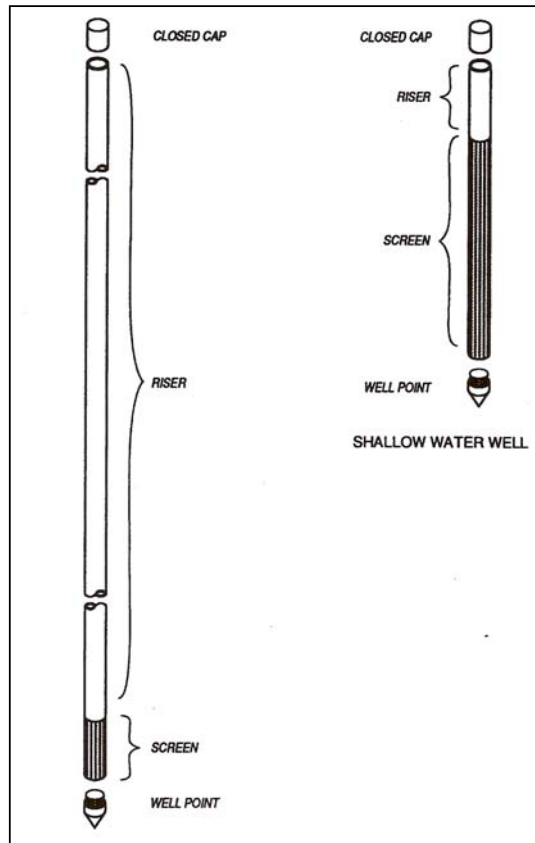


Fig. 50. Partes de un piezómetro y de un pozo de observación ambiental poco profundo. Tomada de USACE (1993).

Otros elementos que puede ser necesario usar en la instalación son:

- Sello (bentonita) para prevenir el flujo de agua a lo largo del espacio entre el agujero excavado y las paredes de la tubería.
- Arena para asegurar el contacto hidrológico y para filtrar los finos que avancen hacia el pozo.
- Filtros de geotextil para reforzar la barrera del paso de finos.
- Protección de hormigón.

La punta o extremo del pozo sirve para impedir el paso de suelo por el fondo de éste. La tubería ranurada permite el paso del agua por las paredes de la tubería. Ranuras anchas

de 0,010 pulgadas son adecuadas para la mayoría de las situaciones. El tamaño de las ranuras de la zona de respuesta se debe determinar mediante un análisis de tamaño de grano. En estratos granulares no cohesivos, que descenderá fácilmente alrededor de la zona de respuesta, no se precisa de filtros de arena. El tamaño de ranura debe retener al menos del 90-99% del filtro de arena.

La tubería lisa es la que se extiende desde encima de la tubería ranurada, atravesando el nivel del terreno hasta la superficie para permitir el acceso al monitoreo. La altura por encima del nivel del terreno depende de la necesidad de visibilidad y acceso. Tuberías poco profundas no se deben extender más de unos pocos decímetros por encima de la superficie del terreno debido a la gran fuerza de apalancamiento que adquirirían.

La tubería lisa de PVC se vende separadamente de la zona de respuesta en longitudes de 3 m pies. Los tramos de tubería lisa se atornillan hasta alcanzar la longitud deseada.

El diámetro de la tubería usado depende de los objetivos del pozo y de los aparatos de medición a usar.

La tapadera se coloca en el extremo superior de la tubería para protegerla de la lluvia y la contaminación. Las tapaderas deben apretarse con fuerza suficiente para que los animales no puedan retirarla, y debe estar hecha de materiales que no se deterioren con la exposición a los elementos atmosféricos. Tapaderas de PVC enroscadas con estas características están disponibles comercialmente.

En lugares con poco riesgo de vandalismo, las tapaderas pueden ser construidas con tuberías de PVC de diámetros interiores mayores que los diámetros exteriores del piezómetro. Estas tuberías son cortadas en tramos de unos 15 cm y en un extremo se pega tapadera apropiada (Fig. 51).

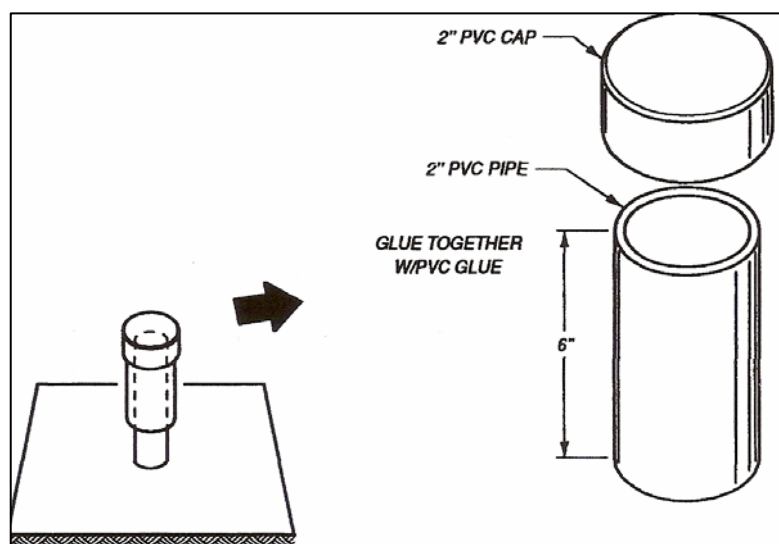


Fig. 51. Tapadera casera fabricada con una tubería de PVC más grande que la del piezómetro. Tomada de USACE (1993).

Las botellas de plástico invertidas o latas no son válidas por la facilidad con la que la retirarían los animales o el viento y porque estos objetos se oxidan con el sol o rompen con el frío extremo.

Las tapaderas deben permitir que la presión atmosférica entre en la tubería para igualarla con la exterior. Algunas tapaderas están fabricadas para permitir el paso del aire a través de las juntas. Otras deben ser modificadas, por tanto, no pueden ser apretadas tan fuertemente. Esta modificación puede conseguirse uniando las partes más bajas de las uniones con pegamento epoxy.

Después de la lectura, las tapaderas no deben asegurarse tan fuertemente que para retirarlas se tenga que mover la tubería. Si la escorrentía superficial puede producir una inundación en la parte superior de los piezómetros, las tapaderas deben ser aseguradas para que no se pierdan.

El sello se coloca por encima del filtro de arena y sirve para evitar que el flujo procedente de la escorrentía superficial entre por el espacio entre las paredes de la tubería y las paredes del agujero (espacio anular) y se introduzca en la tubería dando lugar a lecturas erróneas.

Si la zona de respuesta está por debajo del nivel freático en el momento de la instalación, el espacio anular por encima del filtro de arena se rellena con bentonita hasta el nivel freático. Después se vierte una lechada de cemento que rellene el espacio anular restante y el suelo superficial. Si la zona de respuesta está por encima del nivel freático, encima del filtro de arena se colocan al menos 20 cm de bentonita y encima de ésta se vierte una lechada de cemento y bentonita. La bentonita está disponible en polvo o en bolitas. Las bolitas son más fáciles de usar en campo, pues pueden ser arrojadas directamente en el espacio anular por encima del filtro de arena. Si esta zona está todavía saturada de agua (por debajo de la capa freática), las bolitas absorberán el agua hinchándose, aislando así el filtro de arena del espacio anular de arriba. Si las bolas de bentonita se arrojan en un espacio anular seco, será necesario humedecerlas. El sello de bentonita sirve para también para prevenir que la lechada fluya hasta el filtro de arena.

Después de que la bentonita ha sido instalada, la lechada de cemento y bentonita se arroja en el espacio anular restante hasta el suelo superficial. La lechada proporciona la primera protección contra los flujos en el espacio anular hacia la tubería porque penetra mejor que la bentonita en la matriz del suelo circundante y no se rompe en las estaciones secas.

Los filtros geotextiles de tipo calceta son tubos de tela fina que se colocan en la parte inferior de la rejilla para impedir que partículas de limo y arcilla transportadas por el agua se introduzcan en la tubería. En suelos altamente dispersivos deben ser usados en combinación con macizos de arena. El inconveniente de este tipo de filtro es que a largo plazo la tela se puede obstruir por crecimiento microbiano.

En la superficie del terreno a menudo se vierte un relleno de hormigón alrededor de la tubería. Éste tiene dos funciones:

- Si son lo bastante largos, impiden la entrada de flujo superficial a la tubería.

- En muchos países son obligatorios en todos los pozos para proteger el agua potable de la posible contaminación.

Un relleno de 1 m o más de diámetro prevendrá que la escorrentía superficial se acumule alrededor de la tubería y se introduzca en ella o a través del espacio anular. Sin embargo, si el relleno no está bien hecho por debajo del mismo se pueden desarrollar canales de agua y el relleno se puede romper. También se puede romper el suelo que hay por debajo se asienta o se desplaza con ciclos de contracciones/dilataciones.

Por todo lo dicho anteriormente, la instalación de bentonita apisonada y humedecida alrededor de la tubería y un montículo de suelo alrededor de la base de la tubería en el nivel del terreno prevendrá mejor de la entrada de agua que un sellado de hormigón.

d) Métodos de perforación de puntos de observación alrededor de humedales

Los agujeros que se excavan para introducir los piezómetros y pozos se pueden realizar mediante varios métodos. En terrenos poco consolidados (arenas, limos) los piezómetros cortos se pueden realizar con perforación manual o mecánica con perforadoras de mano; en terrenos muy consolidados es necesario recurrir a perforaciones mecánicas con perforadoras de gran potencia, generalmente instaladas en un camión.

- **Barrenas o excavador manual** (Fig. 52) Se trata de una barra que posee en su extremo unas hojas de corte. Al girarla corta y captura el terreno entre sus hojas extrayéndolo después. Este método es el más usado ya que es el más barato y porque la capa freática en un humedal raramente está a más de 3 metros del nivel del suelo.

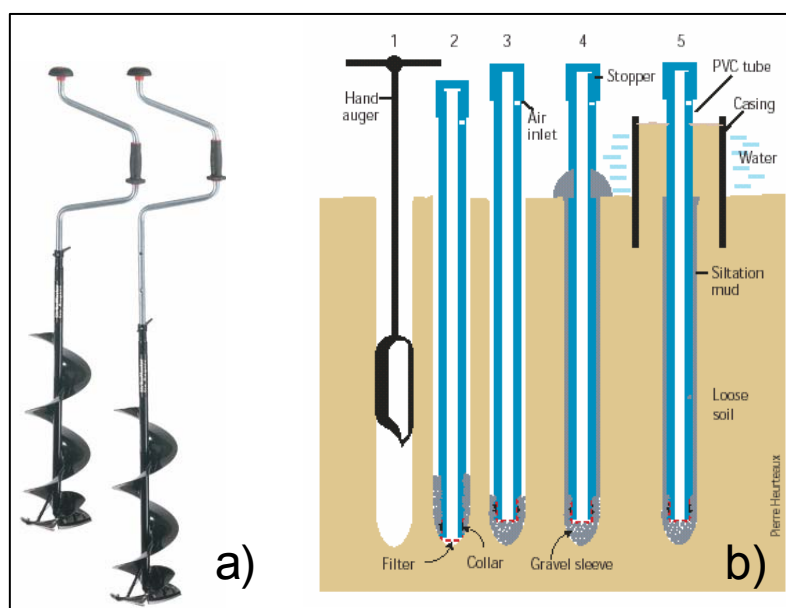
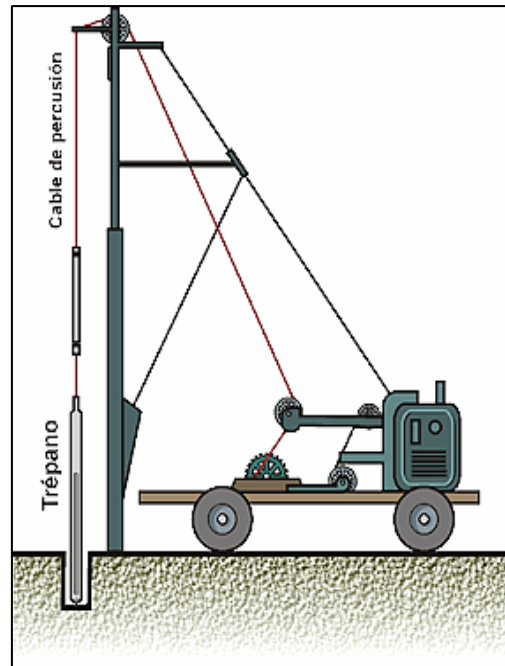


Fig. 52. a) Método de perforación manual e instalación de un piezómetro. b) Barrenas manuales.

- **Perforadoras portátiles a motor.** Pensadas para reducir el tiempo y el esfuerzo físico, especialmente en caso de tener que perforar más de 3 m. No obstante, no sólo son útiles en arenas algo compactadas y en limos arenosos.
- **Percusión.** El instrumento de percusión se compone de un cilindro abierto por su extremo suspendido de un cable que está a su vez unido a una polea. Consiste en levantar dicho cilindro y dejarlo caer haciéndose así el agujero (Fig. 53). Seguidamente se coloca un revestimiento de acero en el fondo del agujero para mantenerlo abierto volviéndose a repetir la acción. Una tubería de plástico se coloca dentro del revestimiento, y éste último retirado.

Fig. 53. Máquina de perforación a percusión. Tomada de <http://www.unesco.org.uy/>.



- **Excavaciones mecánicas.** Este método no se recomienda ya que perturba el suelo circundante haciendo muy difícil la colocación posterior de un macizo de grava o un sello de hormigón/bentonita. Sin embargo podría usarse en suelos gravosos, donde la instalación de filtro no es tan importante.

e) Medición e interpretación de niveles piezométricos

Por todo lo comentado previamente es vital, antes de instalar la instrumentación, definir los objetivos del estudio para no realizar medidas innecesarias.

Para captar una superficie freática situada muy cerca de la superficie del terreno es suficiente perforar pozos de 0,5 a 1 m de profundidad. Si se hacen pozos más profundos estos pueden dar información errónea o incierta.

Cuando se desea caracterizar flujos de agua de entrada y salida a un humedal o diferencias en la presión del agua de horizontes de suelo, es necesario disponer de emplazamientos multipiezómetros o nidos de piezómetros (Fig. 54). Los primeros consisten en un conjunto de 3-4 piezómetros individuales pero cercanos entre sí, los

cuales tienen distinta profundidad y una rejilla corta cada uno en su parte inferior. Los segundos consisten en varios (2-4) tubos piezométricos introducidos dentro de una sola perforación original, los cuales tienen también distinta longitud y una sola rejilla corta en su tramo inferior. En los nidos de piezómetros es importante asegurar que cada piezómetro recibe agua únicamente de la zona del terreno frente a la cual está la rejilla, y no de más arriba o más abajo. Si la litología del terreno no asegura esta situación, entonces hay que aislar hidráulicamente unas rejillas de otras mediante rellenos con bentonita y cemento por encima de cada rejilla.

Estos dos tipos de piezómetros permiten responder cuestiones sobre descarga y recarga de agua subterránea, dirección y flujo del agua y existencia de heterogeneidades químicas y en diferentes estratos.

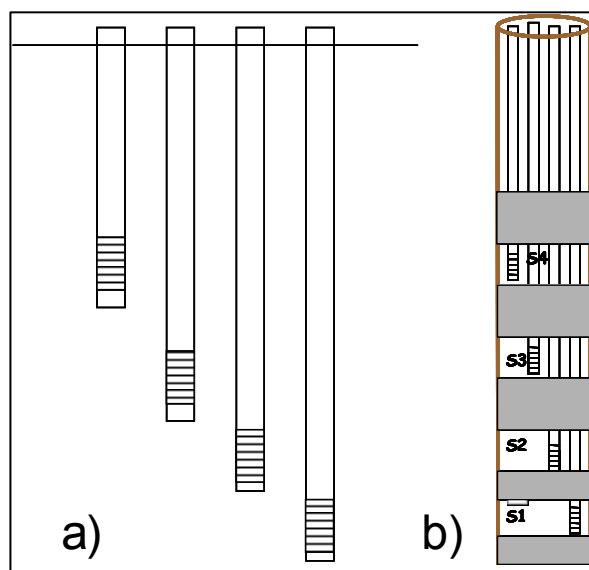


Fig. 54. a) Nido de piezómetros. b) Emplazamiento multipiezómetro.

Para detectar zonas con posibles acuíferos colgados es necesario realizar perfiles del suelo a la profundidad de interés para observar si hay horizontes con distinta textura, porosidad y permeabilidad. Si solo se usan pozos de monitoreo, se colocarán por encima del primer horizonte poco permeable que pueda contener agua colgada. Por otro lado, para verificar si hay un nivel acuífero colgado se deben instalar piezómetros encima y debajo de los horizontes de baja permeabilidad (Fig. 55).

Los datos piezométricos también pueden ser confusos si no se conocen bien los principios del flujo de agua. Si el agua es estática en un suelo sin estratificar, los niveles en todos los piezómetros deben ser los mismos (Fig. 56).

Sin embargo, si se presentan diferencias de permeabilidad en los estratos o si el agua se mueve hacia arriba o hacia abajo en el perfil del suelo, entonces los piezómetros registrarán diferentes niveles a diferentes profundidades.

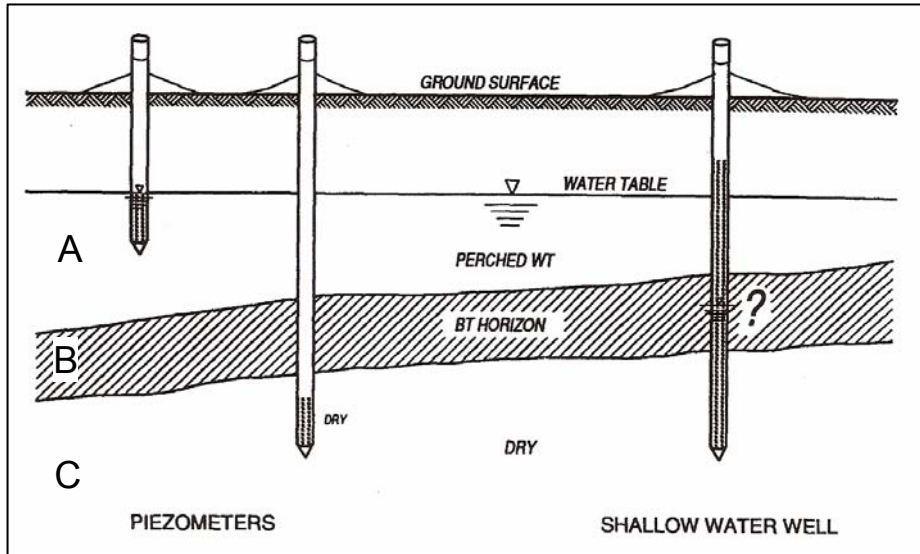


Fig. 55. Piezómetros de observación en materiales estratificados con nivel freático colgado. Tomada de USACE (1993).

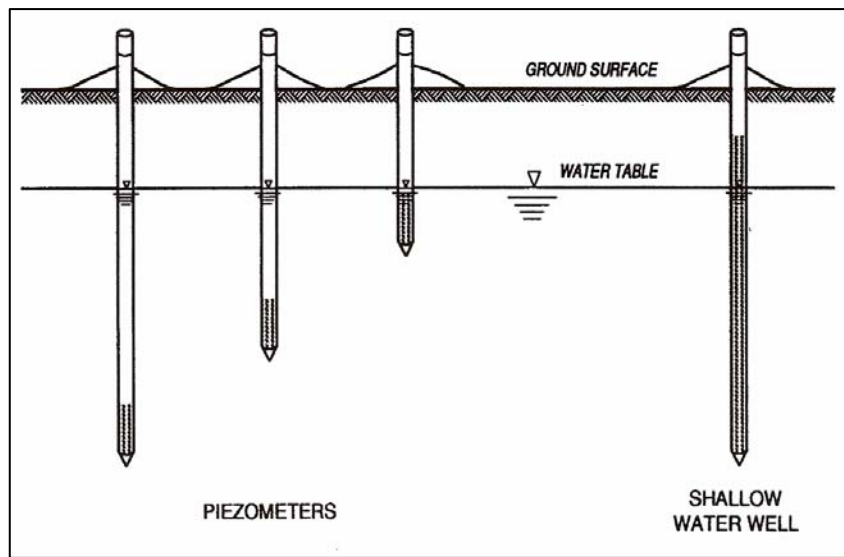


Fig. 56. Piezómetros en material sin estratificar con nivel freático estático. Tomada de USACE (1993).

El agua se mueve de zonas de alta presión a zonas de baja presión, incluso contra la gravedad, si las presiones son suficientemente grandes. La correcta interpretación de datos requiere algunos conocimientos de los horizontes de suelo y de las fuentes de agua. En terrenos de permeabilidad uniforme, el movimiento hacia abajo del flujo de agua (recarga del acuífero) puede ser inferido de un registro de niveles piezométricos más altos en la parte alta del terreno y más bajos en la parte baja (Fig. 57). El movimiento hacia arriba (descarga del acuífero) se detecta cuando los niveles piezométricos son bajos en la parte alta del terreno y altos en la parte baja (Fig. 58).

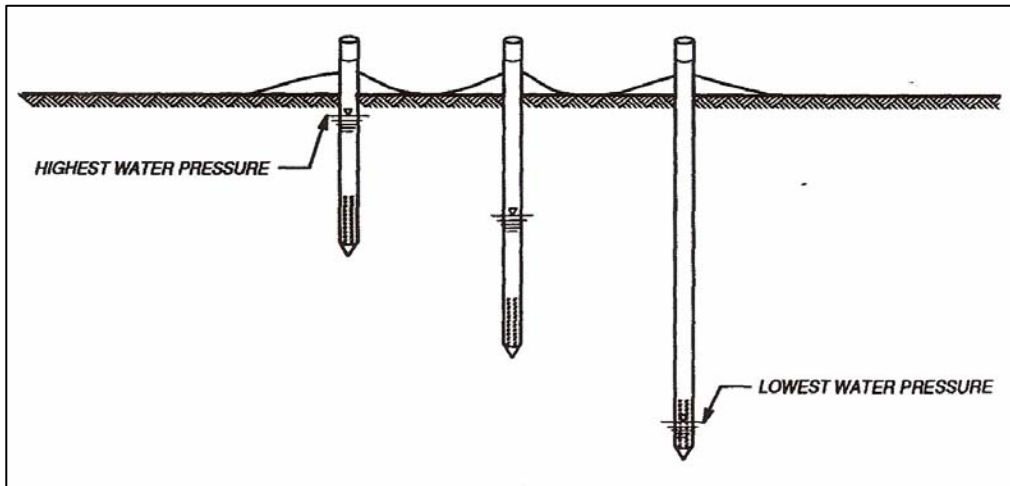


Fig. 57. Mini piezómetros en acuífero no estratificado con gradiente vertical: informa de la existencia de flujos verticales descendentes, es decir de recarga al acuífero. Tomada de USACE (1993).

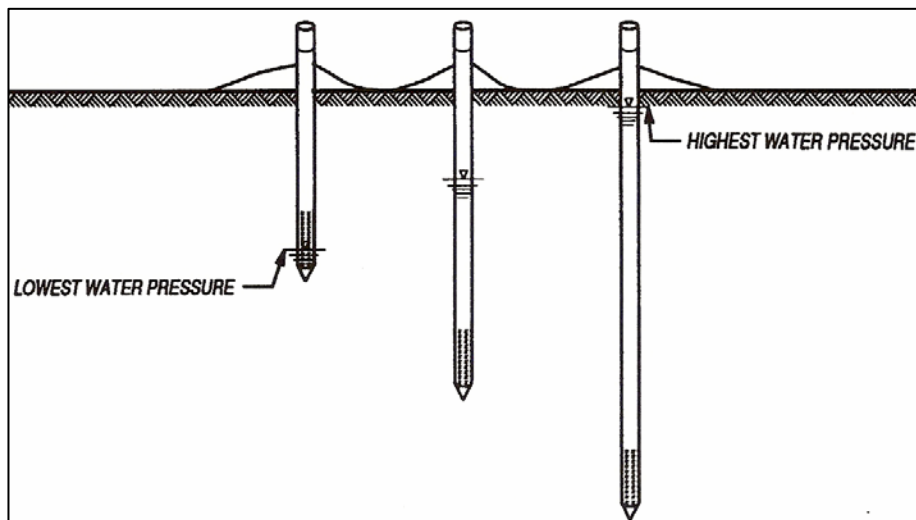


Fig. 58. Mini piezómetros en acuífero no estratificado con gradiente vertical: informa de la existencia de flujos verticales de descarga (ascendentes). Tomada de USACE (1993)

f) Medición de niveles piezométricos

La medición de los niveles freáticos se puede hacer manual o automáticamente. En la modalidad **manual** el método más simple de todos es la de graduar una cinta de acero con un rotulador soluble al agua e insertarla en el fondo del pozo. Otros métodos manuales involucran varios indicadores de agua en el extremo inferior de una cinta métrica flexible. Entre ellos se encuentran:

- **Flotadores.** Este método debe ser calibrado para corregir el desplazamiento del agua y la longitud de los flotadores.

- **Aparatos que emiten un clic o un chapoteo** cuando una cinta métrica flexible es arrojada al fondo del pozo (existe incertidumbre sobre cual es la profundidad exacta a la cual el sonido se oye).
- **Medidores con circuito eléctrico.** Consisten en una longitud de cable de doble núcleo con un par de electrodos en su extremo final. Cuando los electrodos tocan el agua un circuito eléctrico es completado que activa un buzzer o una luz. El cable de doble núcleo está graduado en metros y en centímetros, como una cinta métrica. (Fig. 59)

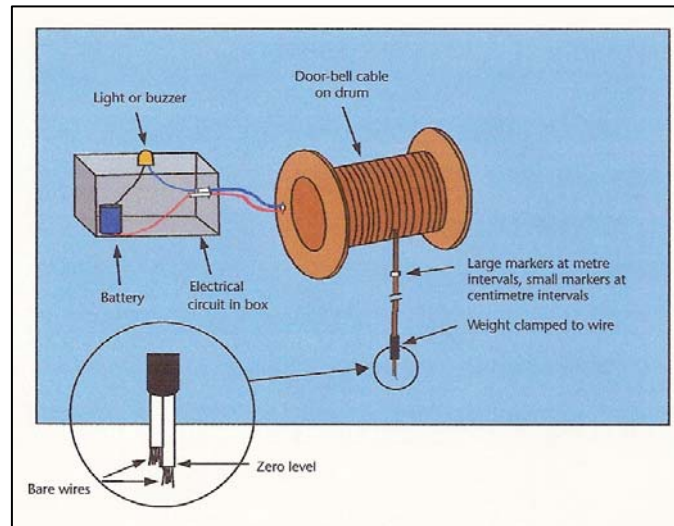


Fig. 59. Medidor de circuito eléctrico. Tomada de <http://publications.environment-agency.gov.uk/>.

La medición **automática** de niveles se realiza con sensores de presión hidrostática que se instalan en el interior de los piezómetros, ligeramente sumergidos (Fig. 60). El sensor mide la presión de la columna de agua que tiene por encima. Si en el momento de la instalación se conoce la posición (en cota absoluta) del nivel del agua dentro del piezómetro, las medidas de presión posteriores se transforman en altura de columna de agua y ésta directamente en cota del nivel del agua.

Los sensores de presión llevan una unidad de memoria incorporada o **data logger** que permite almacenar numerosas mediciones a lo largo de periodos de tiempo. La frecuencia de medición y almacenamiento se puede programar en función de las variaciones temporales del nivel en cada lugar.

Para tener una medición de los niveles freáticos exacta es necesario conocer con precisión la topografía. Para ello con frecuencia hay que hacer una nivelación de la superficie del terreno del humedal y de los puntos de las tapaderas de los piezómetros desde donde se medirá referida al datum. El punto de medida debe ser marcado nítidamente en el piezómetro para tomar los futuros datos en el mismo punto.



Fig. 60. a) Sensor piezométrico de presión hidrostática con data logger incorporado. b) Sondeo multitubo con cuatro piezómetros equipados con sensores de presión. Fotos de M. Manzano.

Las lecturas del nivel freático deben registrarse de forma que sea fácil la comprensión e interpretación. Esto se puede conseguir usando un estadillo (Fig. 61) para cada piezómetro recopilando así la información de manera sistemática.

En el ejemplo de la Fig. 61, el nivel del terreno en el piezómetro es de 3,8 m por encima del datum o nivel de referencia, que es el nivel del mar, y el punto usado para tomar las medidas (tapadera del piezómetro) es de 0,9 m por encima del nivel del terreno. Por consiguiente, el punto de medida fue 4,7 m (3,8+0,9) por encima del datum. Los niveles freáticos fueron registrados como metros por debajo del punto de medida. Por ejemplo el de la primera medición fue 1,85 m por debajo del punto de medida. Después se le resta a 1,85 la altura del punto de medición respecto al nivel del terreno (0,9 m) para obtener los metros por debajo del terreno: 0,95 m (1,85-0,9). Finalmente, la profundidad por debajo del nivel del terreno se convirtió a metros por encima del datum restando a la elevación del terreno referida al datum el nivel freático referido al nivel del terreno (3,8-0,95=2,85 m por encima del datum).

Groundwater level record form				
Well	W02		Site name	Madeup Downs
Measuring point	Top of steel casing		Depth of well (metres below ground)	2.8
Height of measuring point above ground level (m)	0.9		Well location (Grid reference)	SD 1235 3215
Ground level (ru AOD)	3.8			
Measuring point level (ru AOD)	4.7			
Groundwater level				
Date	Metres below measuring point	Metres below ground	Metres AOD	Comments
1/8/00	1.85	0.95	2.85	Bottom of well = 2.7m below ground
8/8/00	1.15	0.25	3.55	Heavy rain last two days
15/8/00	1.90	1.0	2.80	Base of well 2.7m below ground. Clean well next visit
22/8/00	1.70	0.80	3.00	Cleaned well. Bottom 2.8m below ground
29/8/00	1.90	1.00	2.80	

Fig. 61. Ejemplo de hoja de registro de los niveles freáticos. Tomada de <http://publications.environment-agency.gov.uk/>.

g) Trazado de mapas piezométricos

Una isopieza es el lugar geométrico de los puntos que señalan la altura piezométrica de cada una de las porciones de un acuífero referidas a una determinada profundidad. En los acuíferos libres, la superficie piezométrica coincide, a grandes rasgos, con la superficie freática, es decir, con el límite de saturación. En los acuíferos confinados la superficie piezométrica es más elevada que el techo de los mismos.

En los acuíferos permeables por fisuración y/o karstificación y, en general, en acuíferos muy heterogéneos, puede ser una superficie discontinua. En acuíferos detríticos, pueden existir niveles más o menos aislados por lechos semiconfinantes. Un caso particular sería el de acuíferos afectados por intrusión marina en los que la piezometría está directamente afectada por la densidad del agua, que varía en función de la salinidad.

Los mapas piezométricos se refieren a una fecha dada. La equidistancia depende de la precisión y la densidad de las medidas, de los valores del gradiente hidráulico, de la escala del mapa y de la precisión de la nivelación. En general, es del orden del metro (0,5, 1 ó 2 m.) para los mapas 1:10.000 y 1:25.000; y de 5 ó 10 metros para los 1:50.000 y 1:100.000.

Métodos de trazado de las curvas isopiezas:

- Interpolación interpretativa
- Interpolación triangular
- Tratamiento por ordenador

El fundamento del método es interpolar valores entre puntos cercanos y trazar líneas que unan puntos de igual piezometría. En cada línea isopieza debe figurar su valor.

El sentido del flujo del agua, por las razones ya comentadas anteriormente, es desde líneas de mayor altura piezométrica hacia líneas de menor altura piezométrica, en la dirección de la máxima pendiente, es decir, perpendicularmente a las mismas. Así, es posible, dibujar flechas que indican el sentido del flujo.

Después del trazado de las líneas isopiezas se puede calcular el flujo de caudal por la fórmula de Darcy:

$$q = K i = K dh/dl \quad (38)$$

Donde:

- q** = caudal por unidad de sección (m/día)
- K** = coeficiente de permeabilidad (m/día)
- i** = gradiente hidráulico (m/m)

Las líneas isopiezas o equipotenciales permiten, entre otras cosas:

- Conocer el sentido del flujo (Fig. 62)
- Diferenciar áreas de recarga y descarga (Fig. 63)
- Manifestar relaciones río – acuífero (Fig. 64)
- Identificar divisorias hidrogeológicas (Fig. 65)

- Mostrar diferencias de parámetros hidrodinámicos (Fig. 66)

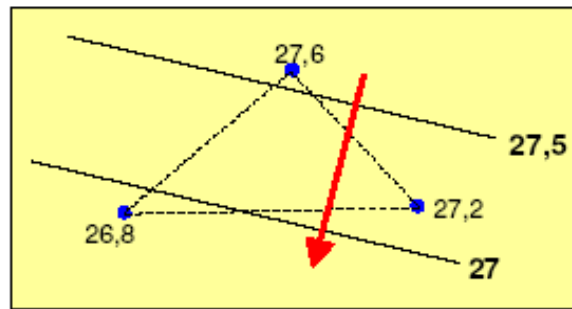


Fig. 62. Determinación del flujo a partir de 3 piezómetros. Tomada de <http://www.agua.uji.es/>.

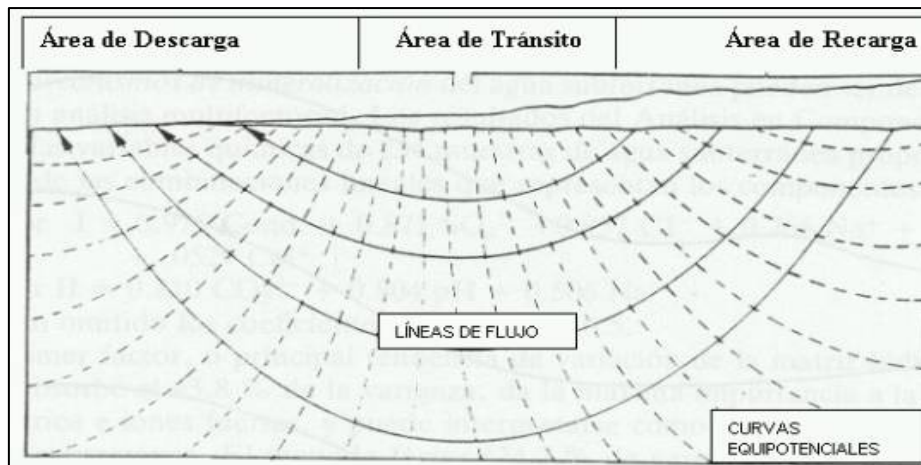


Fig. 63. Áreas de recarga y descarga. Tomada de <http://members.fortunecity.es/>.

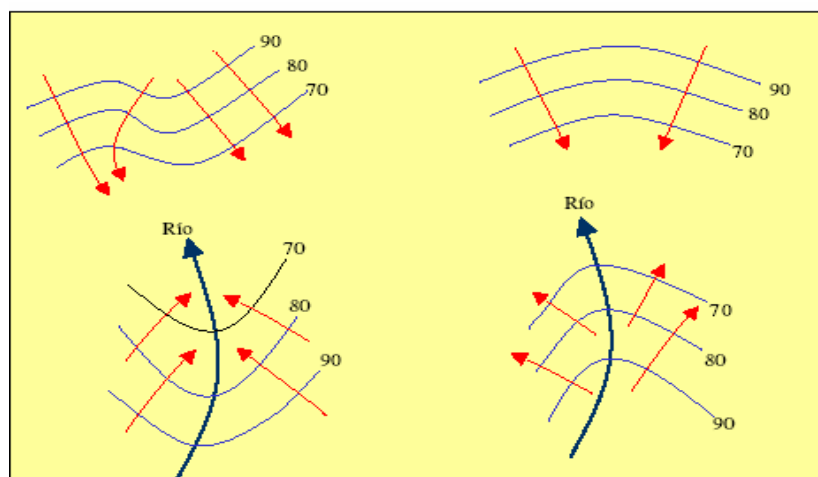


Fig. 64. Relaciones río-acuífero. Tomada de <http://www.agua.uji.es/>.

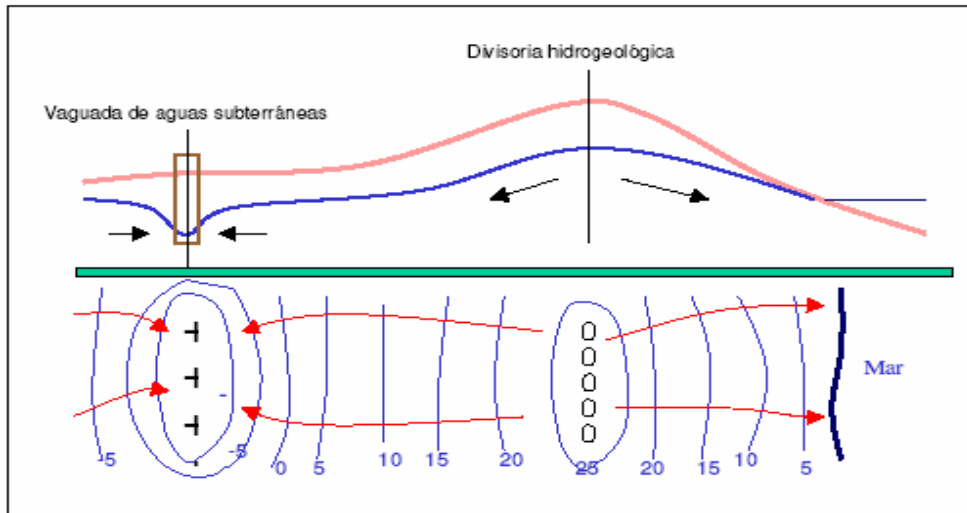


Fig. 65. Determinación de divisorias hidrogeológicas. Tomada de <http://www.agua.uji.es/>.

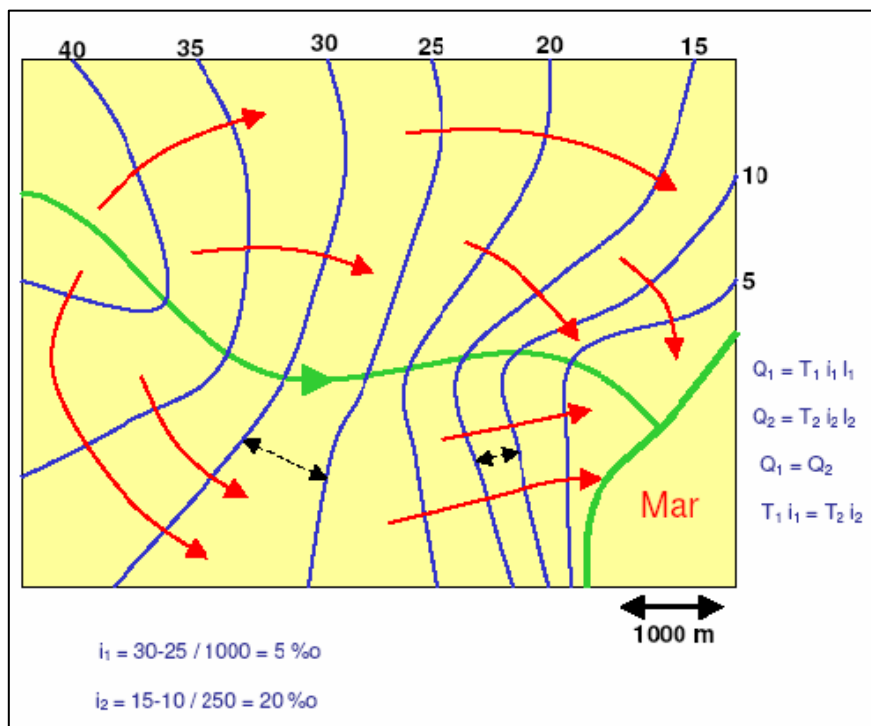


Fig. 66. Determinación de parámetros hidrodinámicos. Tomada de <http://www.agua.uji.es/>.

4.4. Flujo mareal

4.4.1. Descripción proceso

Es el agua procedente del mar que durante la pleamar entra al humedal (costero) por encima y por debajo de la superficie del terreno,

4.4.2. Descripción de técnicas de medición

Para medir el agua que entra subterráneamente se recurrirá a los piezómetros (ya explicados) y para la que viene por encima de la superficie del terreno se pueden usar todos los métodos explicados para la escorrentía superficial,

4.5. Procesos artificiales

4.5.1. Descripción proceso

Es el agua procedente de acciones antrópicas que sirven de abastecimiento al humedal tales como canales, trasvasases de otras cuencas, agua subterránea bombeada desde acuíferos locales o externos a la ubicación del humedal, etc.

4.5.2. Descripción de técnicas de medición

Se pueden usar todos los métodos explicados para medir los flujos superficiales y subterráneos.

5. PROCESOS HÍDRICOS DE SALIDA DE AGUA DEL HUMEDAL

5.1. Evaporación

5.1.1. Descripción proceso

Es el agua líquida procedente de las masas de aguas superficiales (embalses, lagos, ríos, océanos) y de los intersticios del suelo que pasa a fase vapor y de ahí a la atmósfera mediante la intervención de la energía solar principalmente.

5.1.2. Descripción de técnicas de medición

- **Depósitos de evaporación.** Pese al interés evidente de su normalización, los depósitos de evaporación utilizados en los diversos países son de formas, dimensiones y características diferentes dependiendo del problema a resolver y de las circunstancias locales. Se pueden clasificar en tres categorías según se dispongan en la superficie del suelo, enterrados en éste o flotando en una capa de agua.
 - **Tanques colocados por encima del nivel del suelo.** Los tanques colocados por encima del nivel del suelo tienen la ventaja de una instalación muy sencilla y sus resultados no corren el riesgo de ser falseados por el rebote de las gotas de lluvia que caen en el terreno próximo; en cambio, son muy sensibles a las variaciones de la temperatura del aire y a los efectos de la insolación; si se aíslan térmicamente las paredes exteriores del tanque para reducir los cambios de calor con el ambiente, se observan tasas de evaporación más bajas que con el mismo tanque desnudo.

El tanque que se usa de forma más amplia es el U,S, Class A (Fig. 67), que mide 25,4 cm de profundidad y 120,67 cm de diámetro y está hecho de metal monel o de hierro galvanizado sin pintar. El tanque se coloca sobre soportes de madera a unos 15 cm por encima del nivel del suelo, de tal manera que circule aire por debajo de él.

Adicionalmente al tanque, se utilizan otros instrumentos en las estaciones de evaporación:

- Anemómetro localizado a 1-2 metros por encima del nivel del tanque, para medir la velocidad del viento.
- Pluviómetro no registrador.
- Termómetro para medir la temperatura del agua del tanque.

- Termómetro para medir la temperatura del aire, o un psicrómetro cuando se desea conocer la temperatura del aire y la humedad del aire.



Fig. 67. Tanque evaporímetro de clase A. Tomada de <http://images.google.es/>.

Midiendo el nivel del agua en el tanque cada día, la cantidad de evaporación que ha ocurrido puede deducirse después de tener en cuenta la precipitación durante ese día. La profundidad del agua en el tanque se mide con una precisión milimétrica utilizando una aguja medidora o adicionando la cantidad de agua necesaria para subir su nivel hasta un punto fijo.

La evaporación registrada en el tanque es mayor que aquella que hubiera sido registrada para la misma área sobre una superficie de agua en un lago muy grande. Por esta razón se determinan factores de ajuste o coeficientes de tanque para convertir la información registrada en tanques de evaporación, para que corresponda a la evaporación desde superficies grandes de aguas abiertas. La siguiente tabla muestra los coeficientes de evaporación de tanque para varios lugares, según Linsley et al. (1988).

Tabla 9. Tomada de Linsley et al. (1988)

LUGAR	COEFICIENTE DE TANQUE CLASE A
Felt Lake, California	0,77
Ft, Collins, Colorado	0,70
Lake Colorado City, Texas	0,72
Lake Elsinora, California	0,77
Lake Hefner, Oklahoma	0,69
Lake Okeechobee, Florida	0,81
Red Bluff Res., Texas	0,68

Por tanto, para hallar la evaporación corregida tendremos que multiplicar la evaporación medida en el tanque por el coeficiente de evaporación correspondiente de la tabla anterior.

- **Tanques enterrados.** Son menos sensibles a las influencias parásitas de la temperatura ambiente y de la radiación solar en las paredes, pero aunque su borde sobrepasa el nivel del suelo en alrededor de una decena de cm; las gotas de lluvia que rebotan en el suelo y los detritos que recogen, pueden ser la causa de errores de medida; son de una instalación y un mantenimiento más delicados (dificultad de descubrir una pequeña fuga); la altura de la vegetación en su vecindad inmediata influye en los resultados. Entre este tipo de tanques destacan:
 - Tipo "Colorado". (Fig. 68) Está muy extendido en el Oeste de los Estados Unidos; se presenta bajo la forma de un paralelepípedo cuya sección transversal es un cuadrado de 0,914 m de lado; su profundidad es de 0,462 m; es enterrado en el suelo de manera que sus aristas superiores queden a 10 cm sobre la superficie de aquél. El nivel del agua en el tanque es mantenido poco más o menos a nivel del suelo.
 - U,S,R,R, GGI-3,000. Es un tanque de 61,8 cm de diámetro con una base cónica hecha en lámina de hierro galvanizado. El área superficial es de 0,3 m². el tanque tiene 60 cm de profundidad cerca de la pared y 68,5 cm de profundidad en el centro. Este tanque se entierra en el suelo con su borde sobresaliendo aproximadamente 7,5 cm por encima del nivel del terreno.
 - Tanque de 20 m² (OMM, 1981)



Fig. 68. Evaporímetro tipo Colorado. Tomada de <http://asignatura.us.es/>.

- **Tanques flotantes.** Son particularmente utilizados cuando se quiere estudiar la evaporación de grandes superficies de agua (lagos o ríos). Su instalación puede ser difícil (problemas de amarre y estabilidad en una superficie de agua de nivel variable); las mediciones son evidentemente menos cómodas que en tierra y, a menudo, son demasiado falseadas en los días de gran viento por el agua introducida en la balsa por las olas o vertida bajo la acción de los movimientos de balanceo. Por este hecho se prefiere los tanques enterrados de tipo "Colorado" instalados en las orillas de la capa de agua a estudiar.
- **Superficie de papel húmedo. Evaporímetro de Piché.** (Fig. 69) El más conocido de los aparatos de ese tipo, en Francia, es el evaporímetro Piché. Está constituido por un tubo cilíndrico de vidrio graduado de 25 cm de largo y 1,5 cm de diámetro. El tubo está cerrado en su parte superior, mientras que su abertura inferior está obturada por una hoja circular de papel filtro normalizado de 30 mm de diámetro y 0,5 mm de espesor, fijada por capilaridad y mantenida por un resorte. Llenado el aparato de agua destilada, ésta se evapora progresivamente a través de la hoja de papel de filtro. La disminución del nivel del agua en el tubo permite calcular la tasa de evaporación (en mm por 24 horas, por ejemplo). El proceso de evaporación está ligado aquí esencialmente al déficit higrométrico del aire y el aparato no tiene tal vez en cuenta suficientemente la influencia de la insolación.



Fig. 69. a) Evaporímetro Piché. Tomada de <http://www.rumtor.com/>.

- **Ecuaciones de continuidad**
- Balance hídrico (para un lago).

$$(P + I_s + I_g) = (E_o + O_s + O_g) + (S_2 - S_1) \quad (39)$$

Los términos del lado izquierdo de la ecuación representan todas las entradas al lago: precipitación (P), flujo superficial (Is), y flujo subterráneo (Ig). Mientras que los del lado derecha son todas las salidas: evaporación (Eo), flujo superficial (Os) y flujo subsuperficial (Og). El término (S₂-S₁) representa el cambio en el almacenamiento.

Desde la ecuación anterior se puede estimar Eo sabiendo el valor de los componentes restantes.

La desventaja del método estriba en que los errores de medida de los términos de la ecuación influyen el valor final de la evaporación y que algunos de ellos como el flujo subsuperficial entrante y saliente, son muy difíciles de cuantificar.

- Balance energético (para un lago).

$$Q_e = Q_n - Q_h - Q_\theta + Q_v - Q_{ve} \quad (40)$$

Siendo energía usada para la evaporación (Q_e), radiación neta total (Q_n), calor sensible transferido por conducción y convección a la atmósfera (Q_h), cambio en el almacenamiento de energía dentro del lago (Q_θ), energía neta que por advección ingresa al lago con entradas y salidas de flujo (Q_v), energía que sale del lago por advección con el agua evaporada (Q_{ve}).

Los términos de la ecuación tienen como unidad de medida cal/(cm²*día) y para pasarlos a profundidad de agua utilizamos la siguiente fórmula: $E_n = Q_n / (L_v * p)$.

Las desventajas de este método son que se requiere la ecuación del balance hídrico para obtener estimas de Q_θ y Q_v y que los términos Q_h y Q_{ve} no pueden ser medidos directamente.

- **Ecuaciones de evaporación.** Las ecuaciones de evaporación usan combinaciones de los tres factores meteorológicos, energía solar, déficit de presión de vapor y velocidad del viento, para calcular la evaporación. Se describen aquí dos métodos básicos:

- **Método aerodinámico/transferencia de masa.** Relaciona la evaporación con el gradiente de presión de vapor (e_s-e_a) y la velocidad del viento. Su ecuación es:

$$E_a = (a - b u) (e_s - e_a) \quad (40)$$

Donde:

a y **b** = constantes empíricas

e_s = presión de vapor en la superficie del agua

e_a = presión de vapor a una altura fija

- **Método de combinación.** Aquí interviene el método de balance de energía y el método aerodinámico/transferencia de masa. Partiendo de la ecuación del balance de energía:

$$Q_e = Q_n - Q_h - Q_\theta + Q_v - Q_{ve} \quad (42)$$

Los términos de Q_θ , Q_v y Q_{ve} son despreciados, quedando:

$$Q_n = Q_e + Q_h \quad (43)$$

Esta fórmula se traduce en que la radiación neta es usada para evaporar agua (calor latente) o para calentar la atmósfera (calor sensible).

Convirtiendo la ecuación anterior a profundidades equivalentes de agua, se tiene:

$$E_n = E_o + K \quad (44)$$

Reordenando la ecuación anterior y adicionando la componente aerodinámica /transferencia de masa (E_a), la ecuación de Penman puede ser escrita como:

$$E_o = (\Delta/(\Delta+\gamma)) E_n + (\gamma/(\Delta+\gamma)) E_a \quad (45)$$

Donde:

E_o = evaporación del lago en (cm/día)

E_n = radiación total neta (cm/día)

E_a = evaporación aerodinámico/transferencia de masa (cm/día)

Δ = pendiente de la presión de vapor de saturación e_s versus la curva de temperatura

γ = constante psicrométrica, igual a 0,66 mb/°C

El cambio de la presión de vapor con la temperatura T , (Δ), se estima así:

$$\Delta = (0,00815 T + 0,8912)^7 \quad (46)$$

Dunne y Leopold estiman el componente aerodinámico /transferencia de masa, como:

$$E_a = (0,013 + 0,00016u_2)(e_s - e_a) \quad (47)$$

Donde:

E_a = evaporación (cm/día)

u_2 = velocidad del viento (km/día) a una altura de 2 m

e_s y e_a = ya definidos antes (mb)

Priestley & Taylor encontraron que el segundo término de la ecuación de Penman se aproxima a:

$$E_o = \alpha (\Delta / (\Delta + \gamma)) E_n \quad (48)$$

Donde $\alpha = 1,3$

Esta ecuación es más aplicable a ambientes húmedos que a áridos.

5.2. Evapotranspiración

5.2.1. Descripción del proceso

Es el agua procedente de la evaporación explicada en el apartado anterior y de además la transpiración vegetal de agua superficial y subterránea tomada a través de las raíces de las plantas.

5.2.2. Descripción de técnicas de medición

- **Balance hídrico en el suelo.** Es uno de los métodos más antiguos utilizados. El balance de agua en el suelo se puede expresar así:

$$ETR = I - S - \Delta R \quad (49)$$

Donde:

ETR = evapotranspiración real

I = entradas de agua (precipitación y riego)

S = salidas del suelo que no sean evapotranspiración

ΔR = incremento de la reserva de agua del suelo, utilizable por las plantas

Todos los componentes tienen dimensiones de L/T. Usualmente se expresan en mm/día o mm/año, en función del periodo para el cual se realiza el balance.

El balance se puede realizar mediante fórmulas semiempíricas que combinan observaciones con relaciones físicas o mediante mediciones directas.

- Balance hídrico en el suelo mediante fórmulas semiempíricas.** Casi todas consisten en calcular la evapotranspiración potencial (ETP) de una zona en función de las condiciones de temperatura e insolación de esa zona. A partir de la evapotranspiración potencial, la lluvia y alguna otra variable local, se calcula la evapotranspiración real (ETR).

Por orden de complejidad se encuentran las siguientes expresiones:

- Thornthwaite
- Blannet - Criddle
- Jensen - Haise Modificado
- Penman
- Penman - Monteith

A modo de ejemplo se explica aquí en qué consiste el método de Thornthwaite.

El método de Thornthwaite usa el valor de la temperatura media mensual del aire como una variable independiente para estimar ETP. El método es ampliamente usado debido a su simplicidad y al hecho de que las temperaturas del aire (T) son datos fácilmente disponibles. Sin embargo, presenta desventajas como la de utilizar solo valores de Tai, resta precisión a la estimación de la ETP y la asunción de que para valores menores o iguales a cero de la T no existe ETP, lo que puede no ser cierto, por tanto no realiza ningún ajuste para diferentes tipos de vegetación.

La ecuación de Thornthwaite proporciona estimaciones de ETP mensuales, y se expresa como:

$$e = 1,6 (10T/I)^a \quad (50)$$

Donde:

e = evapotranspiración potencial no ajustada (cm/mes) correspondiente a un mes estándar con 360 horas de luz solar. Este valor debe ser ajustado puesto que la duración del día (número de horas de luz solar) varía según la latitud. Para ello se usa un factor corrector (F) que varía con latitud de la zona de estudio y está tabulado.

T = temperatura media mensual (° C)

I = índice calórico anual, estimado con la siguiente ecuación:

$$I = \sum (T/5)^{1,5} \text{ para } T > 0 \text{ ° C}$$

a = coeficiente empírico de ajuste, igual a:

$$0,49 + 0,0179I - 0,000077I^2 + 0,000000675I^3 \quad (51)$$

El valor de la evapotranspiración potencial ajustada se expresa como:

$$ETP = F e \quad (52)$$

$$F = (N/12) (d/30) \quad (53)$$

Donde:

N = número máximo de horas de sol, según la latitud (tabulado)

d = número de días del mes.

A continuación, se adjuntan una tabla de un balance hídrico y su gráfico asociado (Fig.70), obtenidos a partir de los datos registrados en el periodo 2004-2008 en una estación metereológica manual situada en el Palacio de Doñana (Huelva).

Tabla 10. Balance hídrico en la estación manual meteorológica de Doñana. Elaboración propia.

Estación: Palacio de Doñana		Longitud: 6° 26' 36"		CÁLCULO DE ETP SEGÚN THORNTHWAITE				CÁLCULO DE COMPONENTES DEL BALANCE HÍDRICO EN EL SUELO SEGÚN EL MÉTODO DE THORNTHWAITE						
Período: 2004-2008		Latitud: 36° 59' 20"						Reserva útil : 10 mm						
Altitud: 10 m														
MES	P mm	t °C	i	e	F	ETP mm	RU mm	ΔRU mm	ETR mm	DEF mm (ETP-ETR)	SUP mm (P-ETR-ΔRU)	R mm (*) (SUP/2)	Lluvia útil mm (ΔRU+SUP)	
OCTUBRE	101,9	18,9	7,5	2,5	29,1	72,8	0,0	10,0	72,8	0,0	19,1	9,6	29,1	
NOVIEMBRE	79,5	13,7	4,6	1,4	25,5	35,7	10,0	0,0	35,7	0,0	43,8	21,9	43,8	
DICIEMBRE	37,6	10,4	3,0	0,9	24,9	22,4	10,0	0,0	22,4	0,0	15,2	7,6	15,2	
ENERO	61,5	9,1	2,5	0,7	25,8	18,1	10,0	0,0	18,1	0,0	43,5	21,7	43,5	
FEBRERO	56,0	10,8	3,2	0,9	25,5	23,0	10,0	0,0	23,0	0,0	33,1	16,5	33,1	
MARZO	25,7	13,5	4,5	1,4	30,9	43,3	10,0	-10,0	35,7	7,5	0,0	0,0	0,0	
ABRIL	57,8	15,7	5,7	1,8	33,0	59,4	0,0	0,0	57,8	1,6	0,0	0,0	0,0	
MAYO	7,9	18,9	7,5	2,5	36,6	91,5	0,0	0,0	7,9	83,6	0,0	0,0	0,0	
JUNIO	7,1	22,6	9,8	3,5	36,9	129,2	0,0	0,0	7,1	122,1	0,0	0,0	0,0	
JULIO	0,0	25,2	11,6	4,1	37,5	153,8	0,0	0,0	0,0	153,8	0,0	0,0	0,0	
AGOSTO	16,7	24,5	11,1	3,9	35,1	136,9	0,0	0,0	16,7	120,2	0,0	0,0	0,0	
SEPTIEMBRE	35,9	21,8	9,3	3,2	30,9	98,9	0,0	0,0	35,9	63,0	0,0	0,0	0,0	
TOTAL ANUAL	487,6	205,0	80,2			884,7			332,9	551,8	154,7	77,4	164,7	

(*) Cuando R < 1 se considera = 0

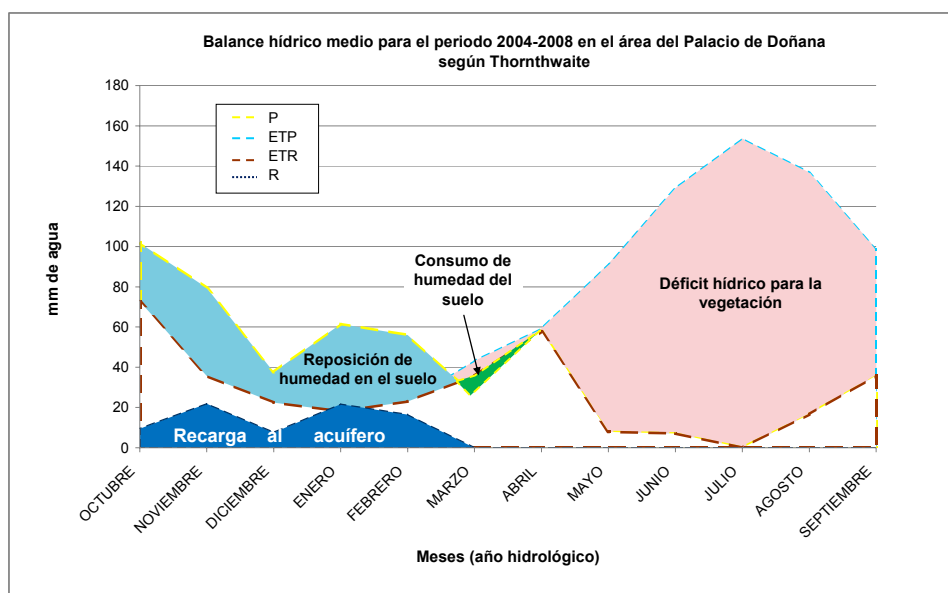


Fig. 70. Gráfico de los componentes del balance hídrico de la tabla 10. Elaboración propia.

- b) **Balance hídrico en el suelo mediante medición directa.** La medición se puede realizar con aparatos, tales como lisímetros y evapotranspirómetros, o midiendo la variación de la humedad en el perfil del suelo para distintos tiempos.
- **Lisímetros.** Los lisímetros son tanques rellenos de tierra inmersos en el terreno donde queremos determinar la ETP. Además del lisímetro se cuenta como equipo auxiliar con un pluviómetro para medir la precipitación y un tanque receptor que recoge la escorrentía subterránea. Se aplica la ecuación de continuidad para realizar la estimación de la ETR. Hay dos tipos:
 - **Lisímetros de no pesada.** No se mide la humedad del suelo, por lo que sólo pueden utilizarse cuando su variación es despreciable.

- **Lisímetros de pesada.** Utiliza algún tipo de escala o manómetro para pesar el suelo, permitiendo la determinación del cambio en el almacenamiento de humedad del suelo desde el cambio en el peso. Se evalúan todas las componentes del balance hídrico. Se pueden utilizar para estimar evapotranspiración potencial o real, según estén sujetos a riego o no, respectivamente. (Fig. 71)

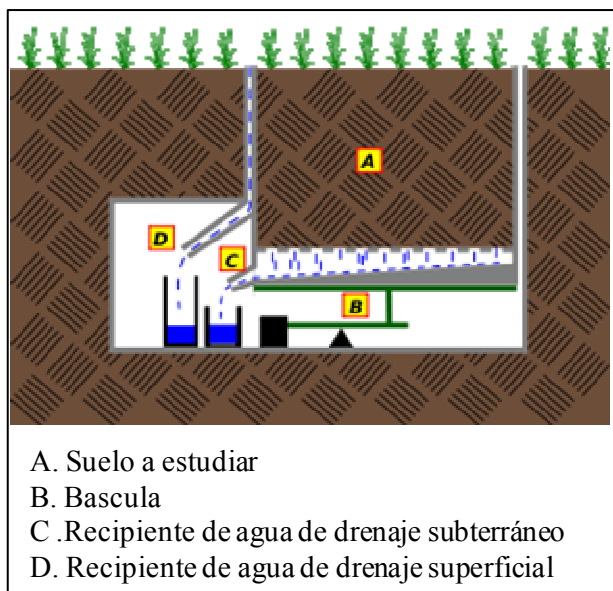


Fig. 71. a) Esquema de un lisímetro de pesada. Tomada de <http://it.wikipedia.org/>.

- **Evapotranspirómetros.** Están diseñados para obtener medidas directas de la evapotranspiración potencial utilizando la ecuación del balance hídrico, puesto que en ellos se mantiene el suelo bien húmedo y, por tanto, $\Delta R = 0$, quedando la ecuación de balance de esta manera:

$$ETP = I - S \quad (54)$$

- **Parcelas y cuencas experimentales.** Con parcelas y cuencas experimentales se conservan las condiciones naturales y se evitan algunos de los efectos comentados en evaporímetros y lisímetros.

Las parcelas experimentales tienen una superficie de algunos centenares de m^2 y en ellas se aplica la ecuación $ET = I - S - \Delta R$. Las aportaciones (I) se miden como en el caso de los evaporímetros, e ΔR (incremento de la humedad del suelo) se puede determinar mediante tomas sistemáticas de muestras. S se deduce de las variaciones de niveles en sondeos situados en la parcela. Las dimensiones de la parcela no permiten suponer con garantía que la escorrentía superficial es nula y por tanto se debe medir. Para ello se construyen zanjas colectoras siguiendo las curvas de nivel de menor cota.

Los mayores errores derivan del agua que escapa subterráneamente a través de los límites de la parcela. Si el substrato impermeable no es demasiado profundo puede evitarse construyendo pantallas verticales de hormigón que lleguen a él y

así convertir la parcela en un monumental lisímetro con el terreno interior en condiciones naturales.

En las cuencas experimentales, con áreas de hasta 5-10 km² y límites superficiales y subterráneos bien definidos, se procede de forma análoga a la determinación de P. En la determinación de P tiene mayor importancia medir la escorrentía superficial con una estación de aforos en la sección transversal inferior, del cauce drenante. Al aumentar el área de la cuenca decrece la aproximación de la estimación.

- **Perfiles de humedad del suelo** Este método parte de la hipótesis de que en el intervalo de medida no hay aportaciones ni pérdidas de agua en la zona de estudio. Por tanto en la ecuación (49) $I = 0$ y $S = 0$, quedando reducida a

$$ET = -\Delta R \quad (55)$$

(ΔR será negativo) y determinándose valores de evapotranspiración real.

Se toman muestras del suelo a distintos niveles de una misma vertical en los instantes t_1 y t_2 . Los perfiles de humedad obtenidos por cualquiera de los métodos de determinación humedad en el suelo dan valores de R_1 y R_2 , respectivamente, de manera que:

$$ET = R_1 - R_2 \quad (56)$$

Entre los métodos de determinación de humedad en el suelo el más usado es el del tensiómetro. Dicho método es indirecto puesto que estima la humedad mediante una calibración entre humedad y una propiedad física: la tensión con la que el agua se adhiere al suelo.

El tensiómetro (Fig. 72) se introduce en el suelo y mide la tensión con la que el agua se encuentra adherida al suelo (potencial matricial). Está constituido por cuatro partes principales:

- o Depósito de agua: se atornilla en la parte superior del tensiómetro. Contiene una goma sellante que permite el cierre hermético del depósito.
- o Manómetro o vacuómetro. Manómetro o vacuómetro: se ubica en el extremo superior del tubo. Este dispositivo permite medir succión (o tensión) al generarse un vacío dentro del tensiómetro. Posee una escala de 0 a 100 cbar.
- o Vástago (tubo): este tubo se llena totalmente de agua y se cierra de forma hermética.
- o Cápsula de cerámica porosa: ubicada el extremo inferior del tubo. Debe estar en íntimo contacto con el suelo para permitir la salida y entrada del agua, desde y hacia el tensiómetro.

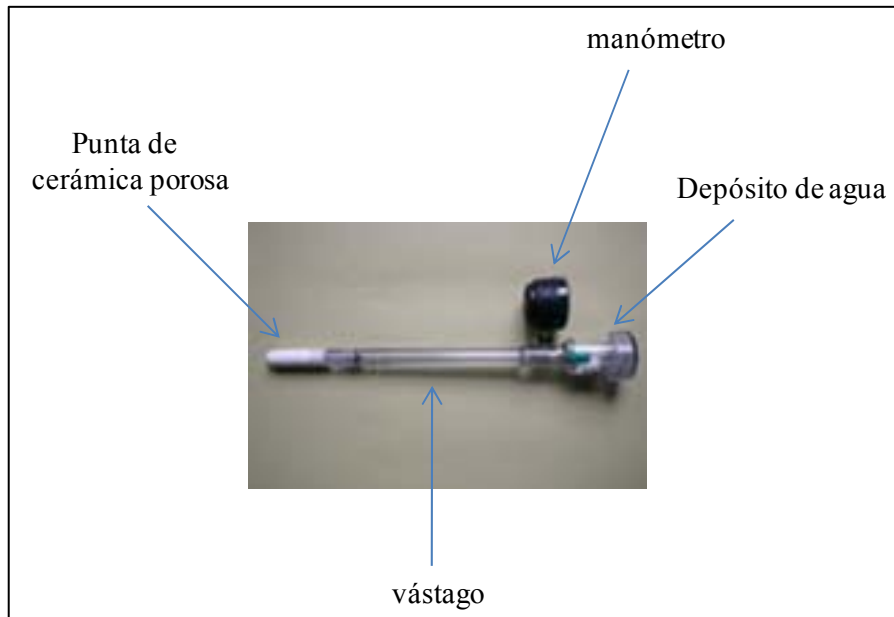


Fig. 73. Tensiómetro. Tomada de <http://images.google.com/>.

Una vez que el tensiómetro es llenado con agua y se le inserta en el suelo, el agua se puede mover dentro y fuera del instrumento a través de los poros de la punta conforme se va secando el suelo, el agua se mueve hacia fuera del tensiómetro, creando un vacío dentro del instrumento el cual es indicado en el manómetro.

Cuando el vacío producido equivale a la succión del suelo, el agua deja de fluir fuera del tensiómetro. El manómetro leerá lo que es conocido como una medida directa de la fuerza requerida para remover el agua del suelo. Si el suelo se seca más, más agua se moverá hacia fuera hasta que alcance un nivel de vacío más alto. Cuando se agrega agua al suelo se lleva a cabo el proceso opuesto. El agua es devuelta al tensiómetro a través de los poros de la punta de cerámica reduciendo el nivel de vacío hasta igualar el valor de succión más bajo. En este punto el movimiento de agua se detiene. Si es agregada suficiente agua al suelo hasta el punto de saturación, la lectura del manómetro en el tensiómetro bajará a cero.

En la Tabla 11 se presentan rangos de tensión del suelo para distintos condiciones de disponibilidad de agua.

Tabla 11. Lecturas de presión en función de la humedad del suelo. Tomada de <http://mct.dgf.uchile.cl/>.

Lectura (cbar)	Condición del suelo
0-10	Saturado
10-25	Capacidad de Campo
25-50	Buena disponibilidad de agua
50-80	Seco

A continuación se adjunta una imagen de un perfil de humedad de un suelo (Fig. 74).

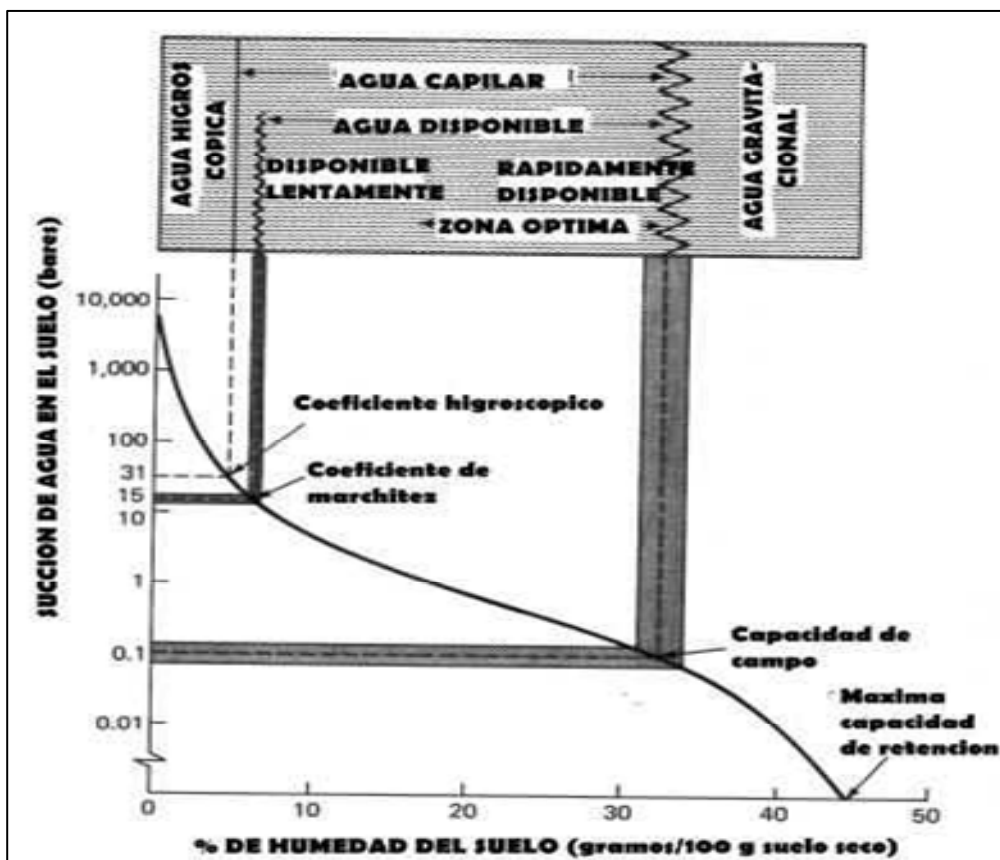


Fig. 74. Perfil de humedad de un suelo. Tomada de <http://images.google.es/>.

El método que en teoría es válido, tiene serias dificultades para su aplicación práctica y los valores obtenidos pueden estar muy alterados, especialmente por aportaciones laterales de agua, o en general, aportaciones de agua exteriores a la zona radicular estudiada. A su vez, el uso de coeficientes correctores, no es efectivo por los cambios en calidad y cantidad de agua aplicada artificialmente al terreno antes e proceder a las medidas y por el crecimiento de las raíces durante el período vegetativo. Los valores de evapotranspiración obtenidos están muy vinculados al tipo de suelo y tendrán sólo validez local.

5.3. Escorrentía superficial

5.3.1. Descripción proceso

Es el agua en forma de escorrentía canalizada generada en la cubeta del humedal o como desbordamiento del mismo.

5.3.2. Descripción de técnicas de medición

Todos los métodos explicados en el Apartado 4.2.

5.4. Escorrentía subterránea

5.4.1. Descripción proceso

Es el agua del humedal que infiltra a través de su lecho y alimenta al acuífero.

5.4.2. Descripción de técnicas de medición

Se pueden usar todos los métodos explicados en el Apartado 4.3.

5.5. Flujo mareal

5.5.1. Descripción proceso

Es el agua que sale del humedal costero por un episodio de bajamar.

5.5.2. Descripción de técnicas de medición

Se usan los métodos ya explicados en el Apartado 4.4.

5.6. Procesos artificiales

5.6.1. Descripción proceso

Es la extracción del agua mediante acciones antrópicas tales como bombeos directos del humedal, bombeos de un acuífero subyacente, drenaje del humedal a través de zanjas,

5.6.2. Descripción de técnicas de medición

Todos los métodos explicados para los procesos artificiales que tienen como objeto un abastecimiento del humedal.

6. BALANCE HÍDRICO Y BALANCE DE SOLUTOS EN UN HUMEDAL

Como se ha dicho en el Capítulo 3, los procesos de almacenamiento de agua en un humedal se refieren siempre a límites naturales dados –laterales, superiores e inferiores- que contienen al humedal. El límite lateral es generalmente la isolínea de mayor cota de la lámina de agua, o la vegetación -relacionada con el humedal- que utiliza agua superficial y subterránea. El límite inferior es generalmente la base de la cubeta del humedal, o la base de los sedimentos de fondo de cubeta. El límite superior es la superficie del agua y la superficie del terreno alrededor de la cubeta, hasta llegar al límite lateral.

6.1. Balance de agua en un humedal

En sentido amplio este concepto se refiere a la cuantificación de los procesos y mecanismos de aporte, almacenamiento y extracción de agua del humedal. Se trata de una información fundamental para calcular balances de nutrientes y de solutos y flujos de energía, así como para prever los posibles efectos de cambios -naturales o inducidos- sobre las entradas y salidas de agua del humedal.

Los balances se expresan como ecuaciones de balance de masa de agua en las que los diferentes elementos son los distintos componentes del flujo (o distintos tipos de flujo). Todos los componentes deben ser cantidades totales de agua medidas o calculadas durante un periodo de tiempo fijo, usualmente varios años, y para un volumen dado definido como representativo del humedal. Ambos dominios (tiempo y volumen) deben establecerse en cada caso en función de los objetivos del cálculo y del uso previsto de los resultados. Una versión simplificada de balance de agua de un humedal, en el que los valores se refieren al periodo considerado o bien pueden expresarse como tasas anuales (dividiendo por el tiempo de observación en años) es la siguiente (ver también Fig. 1 o 75):

$$E_{\text{Sup}} + E_{\text{Mt}} + E_{\text{Sub}} = S_{\text{Sup}} + S_{\text{ET}} + S_{\text{Sub}} + \Delta S \quad (57)$$

Donde:

- E_{Sup} representa la entrada total de agua superficial (aportes de la cuenca vertiente, incluyendo la escorrentía canalizada y la dispersa);
- E_{Mt} es el aporte meteorológico total, formado por la lluvia neta directa más la nieve -si es el caso- dentro de los límites físicos del humedal (la parte interceptada por la vegetación debe ser cuantificada y adicionada);
- E_{Sub} es la aportación total al humedal procedente de la descarga de agua subterránea;
- S_{Sup} es la salida total de agua en forma de flujos superficiales;
- S_{Sub} es la salida subterránea de agua;
- S_{ET} es la evapotranspiración y
- ΔS es la variación del almacenamiento de agua en el humedal durante el periodo para el cual se realiza el balance, que puede ser positiva o negativa.

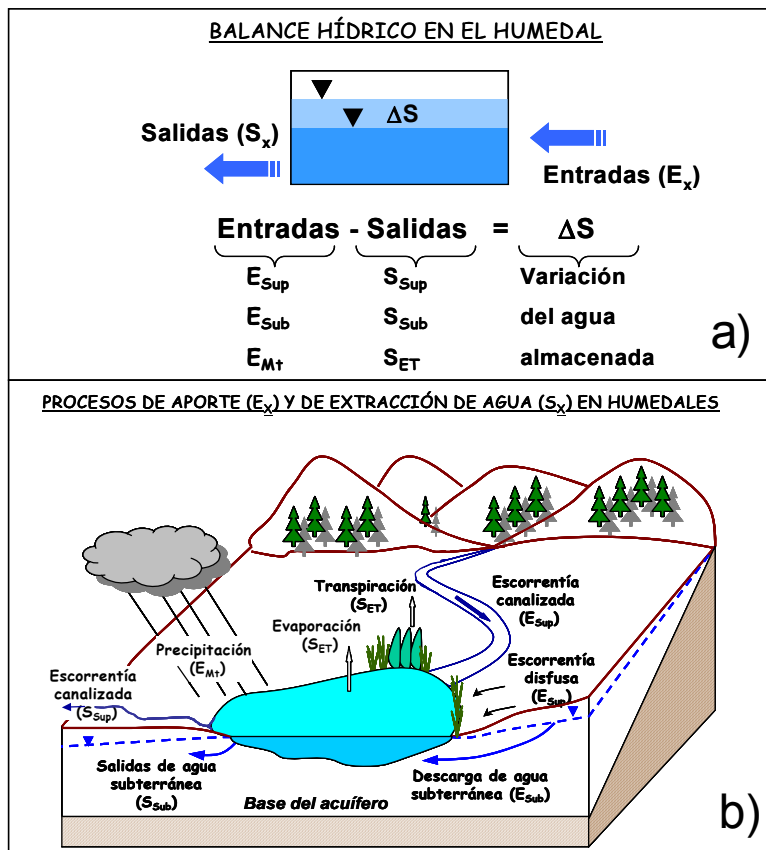


Fig. 75. a) ecuación simplificada del balance de agua en un humedal. b) representación de los elementos del balance, que no son otros que los mecanismos de aporte y extracción de agua. Tomada de Manzano (2005).

En balances más detallados puede ser necesario cuantificar otros componentes localmente relevantes, tales como los flujos ocasionados por cuerpos de agua subterránea colgados (flujos laterales habitualmente de pequeña entidad, generados en la zona no saturada regional y originados por heterogeneidades verticales de la permeabilidad; ver más adelante).

En muchos humedales el valor de los términos del balance de agua puede ser estimado aproximadamente usando métodos sencillos y los datos ya disponibles, una vez se ha establecido un modelo conceptual de funcionamiento del humedal. Una estimación más precisa, sin embargo, requiere instrumentación de campo y mediciones detalladas de varias variables durante un cierto periodo de tiempo (en general no inferior a dos o tres años).

6.2. Balance de solutos en un humedal

La expresión composición química se refiere a las características químicas intrínsecas del agua, y generalmente se establece en términos de concentración de solutos mayoritarios (cloruro, sulfato, bicarbonato, sodio, calcio y magnesio), de nutrientes (tales como nitrógeno, fósforo y potasio) y del valor de los parámetros físico-químicos

más significativos (pH, Eh, temperatura, oxígeno disuelto y salinidad total o conductividad eléctrica).

La expresión calidad del agua se refiere a la adecuación de la composición química del agua para usos específicos (por parte del ser humano o del medio ambiente), y habitualmente se establece en términos de buena (o adecuada), mala (o no adecuada) o media. La calidad del agua de los humedales se debe establecer respecto a un criterio u objetivo concreto, de forma que un cuerpo de agua individual puede ser simultáneamente de buena calidad para un uso particular y no adecuada para otro. La evaluación de la calidad se debe realizar mediante métodos estándar normalizados, que estén disponibles fácilmente tanto en laboratorios de investigación como comerciales. Así, mientras que conocer la calidad del agua tiene una aplicabilidad directa, conocer su composición química característica y su variabilidad sirve para establecer el origen y la evolución del humedal, su estado de conservación y las funciones hidrológicas que puede desempeñar (ver más adelante).

El balance de sales en el humedal se establece en términos de entradas totales versus salidas totales considerando, además la posible generación y/o consumo de sales en el interior de la cubeta.

La composición química y el balance de sales dependen en primera instancia, aunque no exclusivamente, de la composición de todos los aportes de agua al humedal. En realidad, la composición del agua en un momento y posición dados depende del peso relativo de todos los procesos que aportan y que extraen solutos en la ecuación de balance de sales (ver más adelante). Además de los procesos que aportan y extraen agua del humedal (ya vistos) se deben incluir todos los procesos físico-químicos y biogeoquímicos que tienen lugar dentro del humedal y que pueden modificar el estado químico de los solutos, transferirlos entre las fases acuosa, gaseosa y sólida y cambiar su ubicación en el sistema agua-vegetación-sedimento -es decir, su disponibilidad para microorganismos y plantas-. Algunas de las reacciones biogeoquímicas más comunes en humedales son:

1. Precipitación y disolución de sólidos, y transferencia de masa a la atmósfera, derivados de cambios de pH y/o Eh. Muchos procesos físicos y bioquímicos pueden modificar el pH y/o el Eh del agua intersticial de los sedimentos de fondo, originando ambientes reductores que propiciarán reacciones tales como la reducción de SO_4 a S y su incorporación a los sedimentos en forma de diversos compuestos minerales y no minerales de azufre (abundantes en la turba). Si más adelante las condiciones vuelven a ser oxidantes, los compuestos de S se disolverán y oxidarán a SO_4 . El nitrato disuelto (NO_3) puede bien reducirse a nitrógeno gaseoso (N_2), que escapará a la atmósfera causando una pérdida neta de N, o bien ser incorporado a los sedimentos. Parte del CO_2 disuelto, ya sea inorgánico (aportado principalmente por las descargas de agua subterránea) u orgánico (generado por la materia orgánica en descomposición), se perderá asimismo hacia la atmósfera. Si las aguas son carbonatadas la pérdida de CO_2 junto con el aumento del pH favorecen la precipitación de calcita (CaCO_3), lo cual modifica no sólo la composición del agua sino la fisiografía del humedal.
2. Precipitación y/o disolución de sólidos debido a cambios de la salinidad del agua. Diversos procesos pueden causar cambios importantes de salinidad, siendo los más

comunes la evaporación durante la época seca, la dilución durante la época húmeda y los cambios súbitos de la proporción agua marina/agua dulce en los aportes a ciertos humedales. En primera instancia la evaporación incrementa todas las concentraciones en el agua remanente. Conforme aumenta la salinidad del agua ésta se va saturando en ciertos minerales tales como yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), halita (NaCl) y otros, que van precipitando durante la época seca. Parte de estos sólidos puede ser exportada de la cubeta del humedal por deflacción eólica, pero el resto volverá eventualmente a disolverse con la entrada de agua dulce (subsaturada) en la próxima estación húmeda (si no han sido atrapados en los sedimentos poco permeables del fondo).

La ocurrencia repetida de ciclos de precipitación/disolución puede producir una salinización progresiva del humedal si a lo largo del tiempo (estaciones/años) hay un aumento neto de sales atrapadas en el fondo. Esta situación puede ocasionar que humedales dulces en origen se vuelvan salinos e incluso salados con el tiempo (es el caso de muchas lagunas-playa). Es también el caso de ciertos humedales costeros donde domina la entrada de agua dulce subterránea y/o superficial, pero las tormentas, mareas vivas y el oleaje extraordinario los inundan eventualmente, provocando súbitos aumentos de salinidad que pueden inducir, ayudados por la evaporación, la precipitación de sales en las zonas perimetrales más someras. La entrada subsecuente de agua dulce provocará la disolución de sales y, si la tasa de evacuación de sales es menor que la de aporte, llevará a una salinización progresiva del humedal y de los sedimentos del fondo.

3. Reciclado de nutrientes. La extracción por las plantas puede disminuir la concentración de nutrientes alóctonos y otros solutos en el agua, principalmente N, P, H_2S , CH_4 , O_2 , CO_2 y otros. Pero también pueden liberar N, P, S y C autóctonos (ligados a compuestos orgánicos), así como otros componentes orgánicos e inorgánicos que pueden, a su vez, ser asimilados por otras especies, almacenados en los sedimentos del fondo o ser transferidos a la atmósfera.

Los organismos vivos y la descomposición de los muertos aportan principalmente C, N, P, Ca, Mg, Sr y Si. Dado que plantas y microorganismos también consumen estos elementos del agua, el conocimiento de la aportación y la extracción neta de un elemento particular a la fase acuosa requiere establecer una ecuación de balance de masas y cuantificar los diferentes términos de la misma. Esta tarea es especialmente importante cuando hay que realizar balances de nutrientes, los cuales sólo se pueden cuantificar y entender adecuadamente en el contexto del balance de agua del humedal.

El cálculo del balance de sales en un humedal requiere establecer una ecuación similar a la de balance de agua (ecuación [58]) y resolverla para cada componente químico de interés. Los distintos términos se pueden calcular como cantidades totales del componente en estudio aportadas/extraídas a/desde la fase líquida del humedal por cada proceso de aporte/extracción de agua durante el periodo de estudio, por ejemplo tres años (con frecuencia es más conveniente expresar estas cantidades como tasas anuales). Una forma simplificada de la ecuación de balance de masas para un componente químico determinado es:

$$\mathbf{M}_{\text{Esup}} + \mathbf{M}_{\text{EMt}} + \mathbf{M}_{\text{Esub}} = \mathbf{M}_{\text{Ssup}} + \mathbf{M}_{\text{Ssub}} + \Delta\mathbf{M}_S \quad (58)$$

Donde M_x indica la masa total del componente estudiado aportada/extraída del agua por cada proceso hídrico x durante el periodo del balance (ver ecuación [55] para la identificación de los procesos E_{Sup} , E_{Sub} , E_{Mt} , S_{Sup} y S_{Sub}). M_S es la variación neta de masa en el agua almacenada en el humedal debida a reacciones bioquímicas y fisicoquímicas ocurridas dentro de la cubeta. La evapotranspiración (ET) no aparece en la ecuación (56) porque sólo elimina agua, no sales.

Conocer los distintos términos de cada componente químico particular en la ecuación de balance de sales del humedal ayuda a entender el comportamiento del mismo. Sin embargo, un conocimiento detallado requiere planificar y realizar estudios específicos durante un periodo suficientemente largo como para obtener valores no sesgados y representativos, así como para caracterizar y explicar las causas de la variabilidad espacial y temporal de esos valores representativos. Esto implica establecer redes de control adecuadas para observar y caracterizar la variabilidad tridimensional de la red de flujo y de su composición química.

A pesar de los esfuerzos realizados durante los últimos diez años, muchos aspectos relativos a mecanismos generales y a tasas de procesos hidrogeoquímicos en humedales son aún poco conocidos. Los especialistas recomiendan la selección de humedales representativos en los cuáles se realicen estudios hidrológicos intensivos a largo plazo, con el fin de documentar no sólo los procesos básicos sino también aspectos metodológicos y de procedimiento (Manzano, 2005).

7. BIBLIOGRAFÍA

- Andreu Moliner, E. y Camacho González, A. 2002. Recomendaciones para la toma de muestras de agua, biota y sedimentos en humedales Ramsar. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, España. Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Conservación de la Naturaleza. 226 pp.
- Aparicio, F. J. 1999. Fundamentos de Hidrología de superficie. Ed. Limusa, México. ISBN:968-18-3014-8. 303 pp
- Boiten, W. 2000. Hydrometry. Ed. A.A. Balkema, Rotterdam. 246 pp.
- Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. 1988. Hidrología aplicada. Ed. McGraw-Hill, Nueva York. ISBN: 0-07-010810-2. 572 pp.
- Custodio, E. 2000. Groundwater-dependent wetlands. Acta Geologica Hungarica, 43(2): 173-202.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (eds.) 1983. Hidrología Subterránea. Editorial Omega, Barcelona.
- DIRECTIVA 2000/60/CE DEL PARLAMENTO EUROPEO Y DEL CONSEJO de 23 de octubre de 2000, Directiva Marco de Aguas.
- DIRECTIVA 2006/118/CE DEL PARLAMENTO EUROPEO Y DEL CONSEJO de 12 de diciembre de 2006 relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro.
- Kalbus, E.; Reinstorf, F. y Schirmer, M. 2006. Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: a review. Hydrol. Earth Syst. Sci., 10(6), 873–887.
- Lambert, A. 2003. Valoración económica de los humedales: un componente importante de las estrategias de gestión de los humedales a nivel de las cuencas fluviales. En: http://www.ramsar.org/features/features_econ_val1_s.htm.
- Lanz, K.; Scheuer, S. 2001. European Environmental Bureau Handbook on EU Water Policy under the Water Framework Directive. Informe para la Comisión Europea. 56 pp.
- Linsley, Ray K.; Kohler Max A. y Paulhus, Joseph L.H. 1988. Hidrología para Ingenieros. Ed. McGraw-Hill, México D.F. ISBN: 968-451-245-7. 386 pp.
- Maidment, D. R. 1992. Handbook of Hydrology. Ed. McGraw-Hill, Nueva York., ISBN:0-07-039732-5. 1553 pp.

- Manzano, M.2005. Hidrología de los humedales dependientes de aguas subterráneas e implicaciones ecológicas. En: II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea: relación aguas superficiales-aguas subterráneas. Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina. Mónica Blarasin, Adriana Cabrera y Edel Matteoda (eds.). ISBN: 950-665-349-6. pp: 269-290.
- Martínez Marín, E. 1998. Ejercicios de Hidrología. Ed. Universidad Politécnica de Madrid. ISBN: 84-7493-266-1. 223 pp.
- Orsilini, H.E.; Zimmermann, E.D. ; Basile P.A. (2000). Hidrología: procesos y métodos. Universidad Nacional de Rosario, República Argentina UNR. 319 pp.
- PAH. 2002. Plan Andaluz de Humedales. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.
- Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal, 10: 52-67
- USACE, 1993. Installing Monitoring Wells/Piezometers in Wetlands, WRP Technical Note HY-IA-3.1. 14 pp.

Otras fuentes consultadas:

- <http://el.ercdc.usace.army.mil/>
- <http://publications.environment-agency.gov.uk/>
- <http://www.ramsar.org/>
- <http://www.climaynievepirineos.com/>
- <http://www.meteored.com/>
- <http://www.rumtor.com/>
- <http://www.geologia.uson.mx/>
- <http://images.google.es/>
- <http://www.climaynievepirineos.com/>
- <http://www.meteored.com/ram/>
- <http://www.mitecnologico.com/>
- <http://www.geologia.uson.mx/>
- <http://www.cig.ensmp.fr/~hydro/>

- <http://html.rincondelvago.com/>
- <http://asignatura.us.es/>
- <http://www.rumtor.com/>
- <http://it.wikipedia.org/>
- <http://es.wikipedia.org/>
- <http://www.agua.uji.es/>
- <http://www.unesco.org.uy/>
- <http://www.juntadeandalucia.es/>