

Introducción a la Hidrología



Santiago B. GIAI

Introducción a la Hidrología

Santiago B. GIAI

Introducción a la hidrología 1a ed. - Santa Rosa: Univ. Nacional de La Pampa, 2008.

245 p. ; 18x25 cm.

ISBN 978-950-863-108-4

1. Ciencias Naturales.

CDD

Fecha de catalogación: 29/08/2008

LIBRO DE TEXTO PARA **ESTUDIANTES UNIVERSITARIOS**

Introducción a la hidrología

Santiago B. GIAI

Noviembre de 2008, Santa Rosa, La Pampa

Coordinación general de Diseño y Diagramación: Gabriela Hernández

Diagramación: Ramiro M. Rodríguez Carámbula

Foto de tapa: Manantial Agua de Torres (Juan Pablo Morisoli)

Impreso en Argentina

ISBN: 978-950-863-108-4

Cumplido con lo que marca la ley 11.723

EdUNLPam - Año 2008

Cnel. Gil 353 PB - CP L6300DUG

SANTA ROSA - La Pampa - Argentina

UNIIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Rector: Lic. Sergio D. Maluendres

Vice-Rectora: Lic. Estela Torroba

EdUNLPam

Presidente: Luis A. Díaz

Director de Editorial: Rodolfo D. Rodríguez

Consejo Editor de EdUNLPam

Ing. Javier Macchi - Mgr. Alicia Sáenz - Ing. Héctor Gómez - M. V.

Laura Jorgelina Cavagión - Ing. Mgr. Griselda Cistac - Mgr. Sonia Suárez Cepeda - Dr. José Camiña - Prof. Edith Alvarellos de Lell



Índice

	página
Prólogo.....	9
Capítulo I	
La hidrosfera. Introducción. El volumen de la hidrósfera. Ciclo Hidrológico. Períodos de renovación.....	11
Capítulo II	
Química del agua. Introducción. Procesos formadores de la composición química. Análisis físico-químicos de aguas. Propiedades físicas del agua. Propiedades químicas del agua. Origen y propiedades de los iones más comunes. Representación gráfica de los análisis químicos. Normas de calidad físico-químicas.	21
Capítulo III	
El agua en la atmósfera. Introducción. Precipitación. Evaporación, transpiración y evapotranspiración.	47
Capítulo IV	
El agua en el suelo. Introducción. Incorporación de agua al suelo. Propiedades del suelo en relación al agua. Balance hídrico a nivel del suelo. El transporte de solutos en el suelo. Dinámica del agua edáfica en la formación de suelos.	67
Capítulo V	
El agua en la superficie–ríos. Introducción. Concepto de cuenca. Medida del caudal. Análisis de caudales. Régimen de los cursos de agua.	81

Capítulo VI

El agua en la superficie–lagos. Introducción. Generalidades sobre lagos y lagunas. Clasificación de lagos y lagunas. Régimen térmico..... 99

Capítulo VII

Aguas subterráneas. Introducción. Tipos de rocas en relación al agua subterránea. Hidráulica de los medios porosos. Disposición del agua en el subsuelo. Reservas y recarga de aguas subterráneas. Mapas de aguas subterráneas..... 111

Capítulo VIII

Balance hídrico. Introducción. Espacio al que se refiere un balance hídrico. El lapso de tiempo. Tramo del balance. Medida de los componentes del balance. Utilidad de los balances hídricos 139

Capítulo IX

Contaminación del agua. Introducción. Conceptos relativos a contaminación. Indicadores de contaminación. Tipos de aguas residuales. Esquema del tratamiento de aguas residuales. Conclusión..... 155

Capítulo X

Hidrología de grandes llanuras. Introducción. Regionalización hidrológica. Particularidades del ciclo hidrológico. Ejemplo integrador..... 173

Capítulo XI

Balance hídrico mundial. Introducción. Metodología empleada. Resultados del balance hídrico mundial..... 183

Capítulo XII

Principales rasgos hidrológicos de América del Sur. Introducción. Hidroclimatología. Escurrimiento superficial. Aguas subterráneas..... 193

Capítulo XIII

Principales rasgos hidrológicos de Argentina. Introducción. Hidroclimatología. Escurrimiento superficial. Aguas subterráneas..... 209

Glosario..... 231

Bibliografía..... 237



Prólogo

Esta obra está dirigida a los estudiantes que deben abordar la temática del agua. La bibliografía de que se dispone para ello es muy amplia, pero por lo general trata algún aspecto de la hidrología en particular, y no a ésta de manera integral. Por otra parte, el nivel con que se aborda es muy dispar, abarcando desde simples textos de divulgación científica, hasta enjundiosos desarrollos solamente comprensibles para científicos formados en la disciplina. Finalmente, no es fácil acceder a ella, ya sea porque se encuentra en publicaciones poco conocidas o de elevado costo.

Asimismo, en las últimas décadas los estudiantes que ingresan a carreras universitarias de grado, lo hacen con un déficit en sus conocimientos en materias fisicomatemáticas y químicas, que les tornan casi inaccesibles los textos existentes. Con este aporte se trata de superar esas carencias, exponiendo los aspectos relativos a éas disciplinas de manera más elemental.

Por las razones apuntadas se entiende, que presentar un enfoque integral, con rigor, pero con un nivel accesible a quienes están formándose, es útil y necesario.

El texto comienza haciendo referencia al tamaño de la hidrosfera, su origen, distribución en la tierra y las transferencias de masa a que está sujeta. Continúa con algunos conceptos básicos sobre el comportamiento químico del agua, por cuanto, dado que este líquido es esencial para la vida y toda actividad humana, su conocimiento es fundamental.

Continúa exponiendo los procesos a que está sometida en cada uno de los espacios físicos en que se la encuentra: la atmósfera, el suelo, la superficie y el subsuelo. A continuación se introduce el concepto de balance hídrico, explicitando los tres aspectos que hacen a su

resolución y su utilidad como herramienta básica para la planificación del uso del espacio.

La parte general del texto finaliza abordando el tema de la contaminación del agua, problemática de mucha actualidad, y las particularidades del ciclo hidrológico en las grandes llanuras, de gran desarrollo en nuestro país, aspecto por lo común no tratado de manera explícita en los textos comunes.

Los tres capítulos siguientes se refieren a la hidrosfera regionalmente. En el undécimo a nivel planetario, en el siguiente particularizando en Sudamérica, y en el final en la República Argentina, con detalle y complejidad creciente.

Finalmente se agrega un glosario de términos geológicos, para facilitar la comprensión del texto a aquellos que no tengan una formación previa en esta disciplina, y la bibliografía.

Deseo agradecer la lectura del manuscrito original a los revisores del mismo, Dres. E. Usunoff y M. Varni, quienes aportaron importantes sugerencias para mejorarlo.

Santiago B. Giai

1

Capítulo I

La hidrosfera

Introducción

La Hidrología puede definirse como la ciencia que estudia la distribución y movimientos del agua en el medio natural, sobre los continentes. Si tenemos presente el ciclo hidrológico, resulta evidente la arbitrariedad de restringir el campo de esta ciencia al medio continental, debido a que el ciclo hidrológico es un continuo e involucra tanto a los continentes como a los océanos. No obstante ello, el análisis de los espacios marinos convencionalmente se separa de la hidrología para incluirse dentro de otra ciencia, la oceanografía. Obviamente ambas tienen una muy estrecha relación.

Las causas de esta separación arbitraria son varias. En primer lugar la hidrología tal como se define más arriba, tuvo sus orígenes con el hombre mismo, mientras que el de la oceanografía fue muy posterior y alcanzó un desarrollo equivalente recién en tiempos tan cercanos como las décadas posteriores a la segunda guerra mundial. Por otra parte, la metodología y el bagaje de técnicas (incluso el instrumental) requerido por una y otra, son muy distintos. Finalmente, el agua interesa a todo ser humano, pero la de océanos y mares es percibida y captada como fundamental para su existencia, principalmente por los pueblos costeros. No escapa a este análisis que deben existir otras causas que expliquen esta dicotomía, pero sin duda entre las apuntadas se encuentran las principales.

Puede decirse que la hidrología se divide en cinco ramas. La hidrometeorología se ocupa de todo lo referente al agua en la atmósfera. La potamología de lo relativo a ríos. La limnología de los lagos. La hidrogeología del agua en el subsuelo y finalmente la criología del agua en estado sólido. Parece superfluo señalar que, dado que la

hidrosfera es continua, los campos de cualquiera de estas ramas se solapan y es imposible el abordaje de cualquiera de ellas sin incursionar en las demás.

Una de las particularidades de la hidrología es que, salvo excepciones, se accede a ella desde otras disciplinas científicas, tan dispares como las ciencias físico matemáticas o el derecho. Ello es consecuencia de las diferentes modalidades de presentación del agua en la naturaleza, cada una de las cuales requiere de un bagaje de conocimientos previos para su estudio.

Pasando una rápida revista a esta particularidad, puede decirse que desde las ciencias físico matemáticas se ingresa al campo de la hidrología debido a que los movimientos y transformaciones de un compuesto como el agua, son abordados teóricamente por la hidráulica y la termodinámica. En las últimas décadas han cobrado cierta importancia en la hidrología los modelos matemáticos. La explotación de esta herramienta requiere de una fuerte preparación en ciencias físico matemáticas. Además, como los aprovechamientos del agua requieren obras de ingeniería, son los formados en estas disciplinas científicas (ingenierías hidráulica, civil y agronómica), quienes actúan en el campo de la hidrología, ya sea como diseñadores de obras de aprovechamiento, como directamente involucrados en la evaluación y relevamiento del recurso agua que le interesa.

A su vez, como el agua es un compuesto químicamente muy activo, las ciencias químicas han desarrollado una especialidad, la química del agua, que estudia los procesos a que da lugar. Así es que se encuentran, trabajando en el campo hidrológico, científicos formados originariamente en la ciencia química.

Por su parte desde la geología se accede a la problemática hidrológica debido a que el estudio de las aguas subterráneas requiere de conocimientos propios de esta ciencia en todo lo que se refiere a la naturaleza y disposición de los materiales que componen el subsuelo.

Es notorio que el agua en sus diferentes modos de presentarse, es una fuente de riqueza. En este sentido basta mencionar a la energía hidroeléctrica generada en los aprovechamientos de este tipo de los ríos, o el incremento de la producción debida al riego. Como fuente de riqueza que es, también es fuente de conflictos su posesión y dominio. Por ello se ha desarrollado una rama del derecho, el derecho de aguas,

con incumbencia en esta problemática, y practicada por profesionales formados en esta disciplina.

Finalmente debe mencionarse que en épocas recientes, algunas universidades comenzaron a formar licenciados e ingenieros en recursos hídricos, aunque ninguno de ellos puede abarcar en profundidad todo el campo de estudio y de trabajo que ofrece la hidrología, sino que son especialistas en algún aspecto de ella.

De esta rápida revisión surge que la hidrología es una ciencia multidisciplinaria, tal vez una de las pocas, si no la única, que tiene muy pocos cultores formados originalmente como hidrólogos.

El volumen de la hidrosfera

A partir del siglo XIX, distintos investigadores trataron de obtener el volumen de agua que hay en la tierra. Lógicamente los valores calculados en las distintas épocas fueron ajustándose, hasta llegar a la evaluación hecha para la UNESCO en ocasión del Decenio Hidrológico Internacional por la Academia de Ciencias de la ex URSS.

En este trabajo (Figura 1.1), se llega a un volumen de $1.387 \times 10^6 \text{ Km}^3$ para el total de la hidrosfera, del cual el 96,5 % corresponde a océanos y mares, y el restante 3,5 % ($48 \times 10^6 \text{ Km}^3$), a las aguas contenidas en la atmósfera, litosfera (aguas subterráneas), biosfera (formando organismos vivos) y en el contacto atmósfera-litosfera, en los glaciares, ríos y lagos.

De este volumen, aproximadamente la mitad corresponde al hielo contenido en los glaciares y casquetes polares y el 49 % al agua almacenada en el subsuelo. El 1 % restante, es decir unos $0,48 \times 10^6 \text{ Km}^3$, es el que

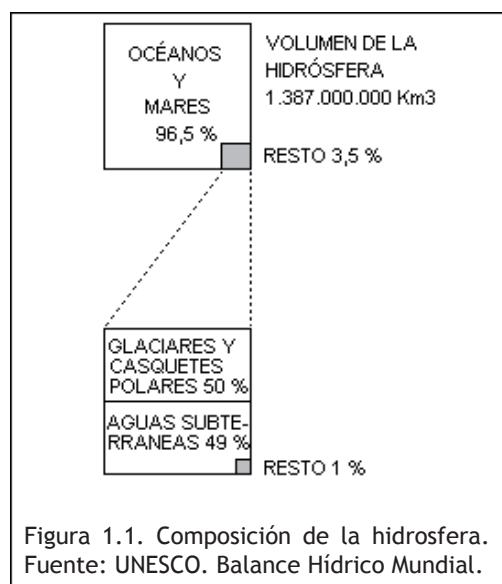


Figura 1.1. Composición de la hidrosfera.
Fuente: UNESCO. Balance Hídrico Mundial.

corresponde al agua almacenada en la zona de congelación permanente (permafrost) de regiones de altas latitudes, lagos, pantanos, ríos, seres vivos y en la atmósfera.

Como se dijo, el volumen de la hidrosfera es aproximadamente constante a la escala de tiempo en que se mide la vida humana. En realidad, una pequeña parte del agua de la hidrosfera desaparece en el transcurso del ciclo hidrológico. Entre otras, pueden mencionarse la disipada al espacio exterior desde las capas superiores de la atmósfera, y la metabolizada por los seres vivos para formar sus tejidos.

Con respecto al primero se ha estimado que alcanza una magnitud de $0,5 \text{ Km}^3/\text{año}$, y que se compensa con el agua recibida por el planeta contenida en los meteoritos. En realidad, teniendo en cuenta el volumen de la hidrosfera, muy superior a esta magnitud, por medio del balance hídrico de la tierra es muy aproximada esta cuantificación.

En relación al agua consumida por los seres vivos, es necesario tener presente que una buena parte es devuelta al medio natural, mientras que otra desaparece como tal, ya que se descompone en sus constituyentes, O e H, para ser incorporada a los tejidos. Se ha estimado que los vegetales utilizan unos $550 \text{ Km}^3/\text{año}$ de este modo. Si tenemos en cuenta que el eón Fanerozoico (en el cual la vida tuvo un desarrollo importante), comenzó hace 600×10^6 años, en ese lapso de tiempo se deberían haber consumido unos $17.000 \times 10^6 \text{ Km}^3$ de agua. Como este volumen es muy superior al de la hidrosfera, tiene que existir un mecanismo por el cual el agua desintegrada e incorporada a los tejidos vivos, se regenere y reinserte en el ciclo hidrológico, porque de lo contrario la hidrosfera habría desaparecido.

Por otra parte, en los procesos magmáticos se genera agua, denominada agua juvenil.

No está totalmente claro que ha ocurrido con la hidrosfera en el transcurso de la historia de la tierra, que tiene una extensión de 5.000×10^6 años. Hay cierto consenso en que se formó con anterioridad a los 1.600×10^6 años, en el Precámbrico, porque para esa fecha ya existían algas que requieren del agua para vivir. En cuanto al origen, se ha postulado que parte se debe a procesos magmáticos que separaron el agua del material cósmico original de la tierra, y en parte a la condensación de vapores de la atmósfera original. Si este fuera el origen, el

volumen original de la hidrosfera debería haber sido de unos $30.000 \times 10^6 \text{ Km}^3$. Por otra parte la historia de la tierra registra cambios climáticos importantes, que cambiaron de manera radical la distribución del agua en la superficie. En definitiva, por distintas razones, solo se conoce a grandes rasgos qué ha ocurrido con la hidrosfera en el transcurso de la historia de la tierra.

El ciclo hidrológico

En geografía se concibe al espacio como el resultado de la interacción de cuatro superficies: la litosfera, esto es la parte sólida de la tierra, la atmósfera, capa gaseosa más externa de la misma, la biosfera, superficie imaginaria formada por los seres vivos, y la hidrosfera, constituida por agua. En cualquier sitio el contacto de estas cuatro superficies, que interactúan entre sí, da origen a una serie de fenómenos en equilibrio dinámico. La hidrología es la ciencia que se ocupa del estudio de la hidrosfera: su volumen, distribución espacial, transformaciones y procesos en los que participa.

La masa de agua que compone a la hidrosfera, está en constante movimiento (Figura 1.2). A grandes rasgos, desde las superficies en que está en contacto con la atmósfera (mares, lagos), se incorpora a ella a través de la evaporación. El agua contenida en la atmósfera

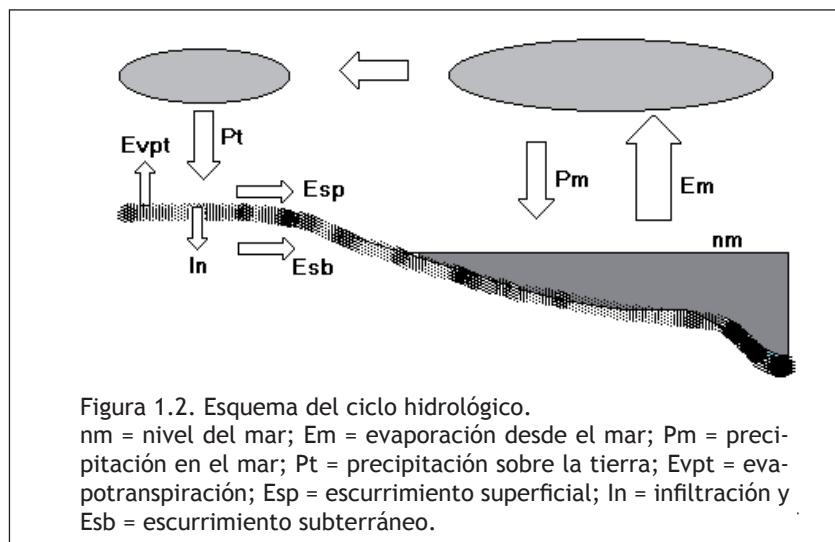


Figura 1.2. Esquema del ciclo hidrológico.

nm = nivel del mar; Em = evaporación desde el mar; Pm = precipitación en el mar; Pt = precipitación sobre la tierra; Evpt = evapotranspiración; Esp = escurrimiento superficial; In = infiltración y Esb = escurrimiento subterráneo.

retorna a la superficie por medio de las distintas formas de lluvia. De ésta, la que cae sobre la litosfera, en parte escurre por ríos, o se infiltra para incorporarse al subsuelo, o es transpirada por los vegetales, o evaporada nuevamente.

Es fácil de comprender a partir del hecho que el nivel del mar (obviamente la superficie evaporante mayor), se mantiene más o menos constante, que el ciclo que cumple el agua es cerrado, es decir, el agua evaporada en el mar, retorna a él. Esto es cierto para la magnitud del tiempo en que se mide la vida humana.

No lo es si consideramos al tiempo desde el punto de vista geológico, ya que en el transcurso de la historia de la tierra se registran cambios climáticos de magnitud, que transfirieron enormes masas de agua desde los océanos a los continentes. Así por ejemplo, las glaciaciones del Pleistoceno (la época más antigua del período Cuaternario, iniciada 3×10^6 años atrás y finalizada hace 10.000 años), causaron un descenso de unos 100 m en el nivel del mar, porque se transfirieron desde allí las enormes masas de agua que formaron las calotas de hielo continental. Asimismo, si se profundiza en la cantidad total de agua involucrada en el ciclo hidrológico, puede verse que el volumen de la hidrosfera no fue el mismo a lo largo de la historia de la tierra. Al grado de conocimiento actual, no puede valorarse con certeza la magnitud de los cambios a que estuvo sujeta.

Sin perjuicio de volver sobre el tema en el capítulo 11, en la Tabla 1.1 se presentan las cifras más significativas referidas al ciclo hidrológico del planeta. Se puede ver en ella que la evaporación desde el mar (E_m de la figura 1.2) alcanza a 1400 mm, y la de los continentes (E_{vpt} de la misma figura), a 485 mm. La evaporación total media ponderada, es decir, desde océanos y continentes considerando su superficie, tiene un valor de 1130 mm. En cuanto a las precipitaciones (P_m y P_t , figura 1.2), tienen valores de 1270 y 800 mm, respectivamente, que dan una precipitación media ponderada considerando la superficie de continentes y océanos, igual a la evaporación total media ponderada, es decir, 1130 mm.

La P_t (800 mm), se descompone en dos fracciones. Una, de 485 mm, retorna a la atmósfera por evaporación. La restante, de 315 mm, retorna al océano por medio de ríos y escurrimiento subterráneo. Esto significa que tienen origen marino, 315 mm de las precipitaciones

sobre los continentes. El resto ($800 - 315 = 485$ mm), son de origen continental.

En resumen, circulan anualmente 577.000 Km^3 de agua, equivalentes a una lámina de 1130 mm de altura, de los cuales ingresan sobre los continentes, y retornan al océano de donde provinieron, 47.000 Km^3 , equivalente a una lámina de 315 mm. Esta afluencia continental se descompone en 44.700 Km^3 (= 300 mm) aportada por los ríos (Esp de la figura 1.1) y 2.200 Km^3 (= 15 mm), por vía subsuperficial (Esb de la misma figura).

Tabla 1.1. Algunas cifras de la hidrosfera.

	Precipitación	Evaporación	Afluencia Anual Al Océano (en mm y Km ³)		
			Superficial	Subterránea	Total
GLOBO TERRESTRE	1.130 mm = 577.000 Km^3	1.130 mm = 577.000 Km^3	----	----	----
OCEANOS	1.270 mm = 458.000 Km^3	1.400 mm = 505.000 Km^3	----	----	----
CONTINENTES	800 mm = 119.000 Km^3	485 mm = 72.000 Km^3	300 mm = 44.700 Km^3	15 mm = 2.200 Km^3	315 mm = 47.000 Km^3

TOMADO DE: Balance Hídrico Mundial y Recursos Hídricos de la Tierra. UNESCO. Madrid, 1979.

Períodos de renovación

Se dijo más arriba que el agua circulando en el ciclo hidrológico, anualmente se compensa, es decir, lo que sale del mar, retorna a él. La velocidad de circulación no es uniforme en los diferentes medios a los que se incorpora, y es por ello que la compensación puede que no se dé dentro del mismo año calendario. En la Tabla 1.2 se indican los tiempos de circulación, a los que de otra manera podemos denominar tiempo de residencia, para las distintas masas de agua.

Tabla 1.2. Períodos de renovación.

TIPO DE AGUA	PERIODO DE RENOVACION	TIPO DE AGUA	PERIODO DE RENOVACION
Océanos	2.500 años	Lagos	17 años
A. Subterráneas	1.400 años	Pantanos	5 años
Casquetes polares	9.700 años	Cauces (ríos)	16 años
Permafrost	10.000 años	A. atmosférica	8 días
Gl. de Montaña	1.600 años	Agua biológica	Horas

FUENTE: Idem Tabla 1.1..

2

Capítulo II

Química del agua

2

Introducción

El agua a temperatura ambiente es un líquido químicamente muy activo, de manera que puede decirse que como especie químicamente pura, prácticamente no existe. Se la puede encontrar como tal en raras situaciones, por ejemplo cuando se forma y poco tiempo después. Ahora bien: qué es ese líquido al que denominamos agua? Desde el punto de vista químico es una solución, en la cual el agua propiamente dicha actúa como disolvente, y contiene una cantidad variable de substancias disueltas de distinto tipo. Más aún, además de las substancias disueltas a nivel molecular o atómico, contiene material particulado de distintos tamaños, algunos de los cuales se mantienen en suspensión, sin sedimentar, debido a su tamaño pequeño.

Esta particularidad determina que si no se tiene en cuenta la química del agua no puedan entenderse cabalmente los procesos de circulación a que está sometida, y viceversa, el químismo del agua permite deducir su evolución dentro del ciclo hidrológico. Por otra parte, desde el punto de vista práctico de su utilidad o aplicaciones, es ineludible tener en cuenta el tipo y cantidad de substancias disueltas, porque ellas son las determinantes de la aptitud del agua para un uso específico.

En lo que sigue se pasará revista sucesivamente a los procesos químicos que llevan al agua a tener una composición determinada. A continuación se hará referencia a las propiedades físicas del agua (color, olor, temperatura, etc.) y luego se tratarán los análisis físico químicos de aguas, pormenorizando sobre el origen de los contenidos disueltos. Finalmente se hará mención a los requisitos de calidad para los usos más importantes.

Procesos formadores de la composición química

Como se adelantara, el agua es un líquido muy activo químicamente, lo cual se traduce en que sea muy agresivo. Por ello, ni bien se forma, ataca los materiales con los que está en contacto, incorporándolos a su masa. Los procesos que tienen lugar en la interface agua-material con el que está en contacto son cinco (disolución, concentración, intercambio de iones, oxidación y reducción e hidrólisis e hidratación), y se tratan seguidamente.

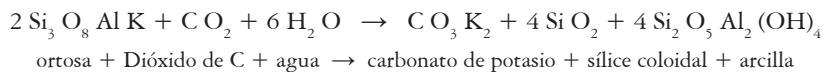
Disolución: Consiste en la incorporación de iones, es decir átomos o moléculas cargados eléctricamente, que el agua toma a expensas de los materiales con los que está en contacto. La disolución depende de la temperatura del medio en que tiene lugar, del tiempo de contacto y de las propiedades químicas del sistema agua-material. Así por ejemplo el ClNa (cloruro de sodio), en contacto con agua se disuelve espontáneamente según la ecuación:



Estas reacciones progresan en el sentido de la flecha, hasta que se alcanza el valor de la constante del producto de solubilidad, una propiedad de cada compuesto químico, igual al producto de las concentraciones máximas de cada ión. Esto es así cuando la sustancia en proceso de disolución es única, situación que solamente se da en condiciones de laboratorio. En la naturaleza normalmente hay varias substancias susceptibles de ser disueltas por el agua con las que están en contacto, y en estas condiciones la disolución progresá regulada no solo por la constante del producto de solubilidad, sino también por el efecto de los iones comunes y la fuerza iónica de la solución resultante. El equilibrio químico en el medio natural es mucho más complejo que el deducido para condiciones de laboratorio, y en algunos casos no está comprendido en su totalidad.

No todos los compuestos químicos se disuelven espontáneamente en el agua como el ejemplo que acabamos de ver. Varios requieren la intervención de un ácido débil, el ácido carbónico, que se forma al disolverse el dióxido de carbono, CO₂, en el agua. A este

gas el agua lo disuelve en la atmósfera durante su tránsito por ella, y al entrar en contacto con el suelo vegetal. En este medio suele saturarse, es decir alcanzar la máxima concentración de CO₂, debido a que los primeros decímetros de suelo son el hábitat de millones de microorganismos que lo producen al respirar. Más adelante, al tratar el equilibrio de los carbonatos se volverá sobre este tema. Por ahora aceptemos que la incorporación de CO₂ al agua forma dos iones, el CO₃⁻² y el CO₃H⁻ (carbonato y carbonato ácido), que pueden atacar y disolver a gran cantidad de minerales, en particular del grupo de los silicatos, que son los más abundantes en la corteza terrestre. A manera de ejemplo, ilustremos el ataque químico y disolución consecuente del feldespato de potasio u ortosa. Este se desarrolla de acuerdo a la ecuación:



Como consecuencia de ella, el carbonato de potasio, soluble, se incorpora a la masa de agua disociándose en sus iones CO₃⁻² y K⁺. La sílice, muy poco soluble, de la misma manera pero en pequeña cantidad, se incorporará disuelta y de la ortosa original queda como remanente el producto de su meteorización, que genéricamente denominamos aquí arcilla.

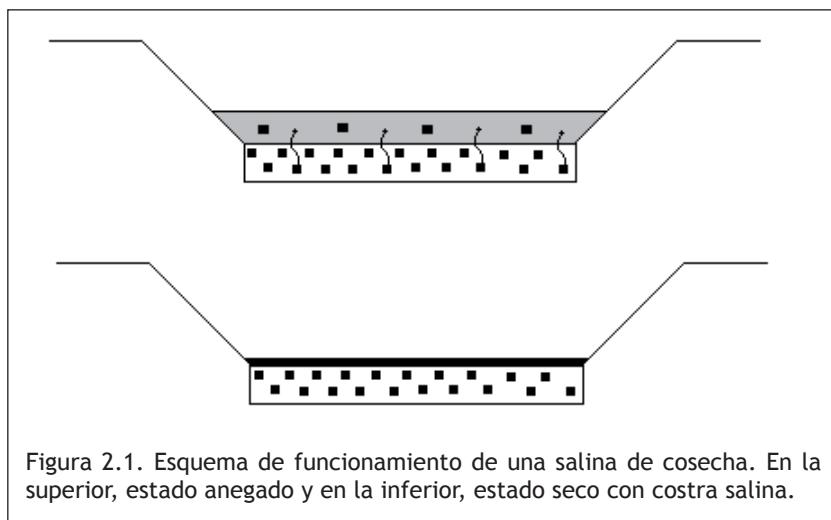
La disolución tiene lugar en todos los tramos del ciclo hidrológico. En la atmósfera por este proceso se incorporan gases y material disuelto a partir de polvo atmosférico. En la superficie, en la interface agua litosfera en el fondo de cursos de agua, lagos y lagunas. En la zona de humedad del suelo, participando de esta manera en la edafogénesis, lo cual incluye, según algunos autores, el origen de los encostramientos calcáreos, o "tosca". Finalmente los procesos químicos más complejos y continuos tienen lugar en el subsuelo, debido al largo tiempo de contacto entre el agua y el material sólido, y a la gran superficie de reacción.

Concentración: Este proceso tiene lugar en el tramo aéreo del ciclo hidrológico, mas precisamente en el contacto entre la superficie del suelo y la atmósfera. Al evaporarse o evapotranspirarse agua, lo

que se transfiere al medio aéreo son moléculas de agua, mientras que las substancias que la misma posee disueltas, permanecen en la masa líquida. De esta manera, mientras los solutos siguen siendo la misma cantidad, el volumen líquido que los contiene es menor, y en consecuencia la concentración será mayor.

El proceso de concentración se da en lagos y lagunas, en la zona de humedad edáfica, y en casos muy especiales, desde la capa freática, cuando el nivel del agua subterránea está próximo a la superficie del suelo y asciende por capilaridad.

La concentración de las substancias disueltas en lagos y lagunas es la más fácil de comprender y suele ponerse en evidencia en casos extremos de cuerpos de agua que llegan a secarse completamente, por la aparición en su fondo de una capa blanquecina, salitrosa, en la que se precipitaron los materiales disueltos. Un caso particular del proceso de concentración se da en las salinas de cosecha.



Se llama así a cuerpos de agua que alternativamente se encuentran con agua o secos. Mientras permanecen con agua, la misma disuelve ClNa y SO_4Na_2 (sulfato de sodio) desde la capa inferior, conocida como capa madre, la que contiene estas sales en cantidad importante (figura 2.1). Si sobreviene un período sin precipitaciones y altas temperaturas, habitualmente en verano, se evapora el agua, la salina se seca y precipitan las sales disueltas formando una costra de

ClNa que se extrae para su uso. Debido a que esta operación se repite todos los años en que se dan las condiciones climáticas adecuadas, se denomina a estos reservorios salinas de “cosecha”.

Intercambio de iones: Como su nombre lo indica, consiste en la cesión al medio con el que el agua está en contacto de algún ion de los que tiene disueltos, substituyéndolo por otro que es tomado desde él. Algunos minerales, en especial del grupo de las arcillas, tienen la propiedad de efectuar estos intercambios con el agua con la que entran en contacto. Un intercambio muy común es la cesión de Ca^{+2} desde la arcilla al agua, el que es reemplazado por Na^+ desde el agua hacia la arcilla. De esta manera, un agua originalmente rica en Na^+ , luego de efectuar el intercambio se enriquece en Ca^{+2} .

Este proceso natural, es reproducido industrialmente para desmineralizar al agua. Para ello se intercambian a través de resinas sintéticas, todos los cationes disueltos en el agua (iones con carga positiva) por H^+ y los aniones (iones con carga negativa) por OH^- . Finalmente, el H^+ y el OH^- del intercambio forman moléculas de agua, y así el proceso obtiene un producto final consistente en un agua con muy escaso material disuelto.

El intercambio de iones en la naturaleza tiene lugar cuando el agua está en contacto con la litosfera, y es particularmente activo en algunas presentaciones del agua subterránea.

Oxidación y reducción: Estas reacciones se producen casi con exclusividad en el contacto entre la litosfera y la hidrosfera. Por oxidación, en química se entiende la pérdida de electrones por parte de un átomo, que de esta manera aumenta su carga eléctrica positiva. Reducción es la inversa, o sea la ganancia de electrones y el consecuente aumento de la carga eléctrica negativa del átomo receptor de electrones. En el medio natural, para que se produzca una oxidación, debe producirse una reducción.

Las oxidaciones y reducciones tienen dos consecuencias sobre la composición química del agua. Una de ellas es el cambio del estado de oxidación de los iones que intervienen, y la segunda, la posibilidad de disolver substancias que de lo contrario serían insolubles.

Un ejemplo del primer efecto se puede ilustrar con el Arsénico (As). Este elemento puede experimentar cambios de carga eléctrica de As^{+3} a As^{+5} , o viceversa, de acuerdo con la ecuación:

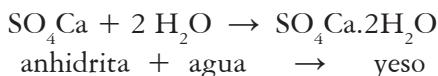


Esta reacción se desarrollará de izquierda a derecha o al contrario, según el potencial de oxidación de la solución que contiene al As, y otras condiciones del medio. Nótese que en este caso no se trata de un cambio cuantitativo sino cualitativo de los iones sujetos al proceso. En otras palabras, el agua continúa con la misma cantidad de substancias disueltas, pero de distinta naturaleza.

En otros casos, las reacciones de oxidación - reducción, conlleven un incremento en la cantidad de material disuelto. Así por ejemplo la pirita (y los sulfuros en general), son insolubles en agua, pero, previo una oxidación que pase el bisulfuro de hierro (pirita) a sulfato ferroso, este último puede disolverse disociándose en sus iones SO_4^{2-} e Fe^{+2} , que se incorporan al agua en la que se produce la reacción.

Hidrólisis e hidratación: Este tipo de reacciones puede tener lugar en cualquier tramo del ciclo hidrológico, aunque con preferencia ocurren en el contacto entre el material sólido y el agua, tal como en el fondo de lagos o en las capas de agua del subsuelo. Por hidrólisis se entiende la reacción química de un compuesto con el agua. Así por ejemplo, las reacciones del CO_2 y el agua que se vieron al tratar disolución, son reacciones que caben en esta definición. En general las reacciones de hidrólisis tienen como resultado provocar o producir disoluciones.

Por su parte la hidratación consiste en la adición de moléculas de agua a las moléculas de otro compuesto que, al hidratarse, cambia sus propiedades. Como ejemplo puede citarse la transformación de anhidrita a yeso, según la ecuación:



Esta, y la mayoría de las reacciones de hidratación, traen como consecuencia la disolución de substancias que de otro modo no se

disolverían. En el caso que se ilustra, la anhidrita es prácticamente insoluble en agua mientras que el yeso es soluble, y de hecho aporta SO_4^{2-} y Ca^{+2} al agua que previamente la hidrata.

Análisis físico-químico de aguas

El análisis físico-químico de un agua, es la forma de expresar cuantitativamente las propiedades físicas y las substancias disueltas. A las primeras por lo general no se les da mucha importancia, porque son poco relevantes, sobre todo con fines prácticos de utilización de un agua. A los contenidos químicos sí, porque son indicadores de los procesos a que el agua ha estado sujeta, y por otra parte son los determinantes principales de su aptitud para los diferentes usos del agua.

Las concentraciones de las substancias disueltas son expresadas en miligramos por litro (mg/l) o partes por millón (ppm), y con menos frecuencia en miliequivalentes por litro (meq/l). Cuando en un análisis se indica, por ejemplo, que el contenido de Ca^{+2} es de 100 mg/l, ello significa que cada litro de agua contiene 100 miligramos de ese metal. Como un litro de agua pesa 1000 gramos, o, lo que es lo mismo, 1.000.000 de miligramos, 1 mg/l equivale a 1 parte por millón. Por otra parte, un equivalente químico, es igual al peso molecular de un ion, dividido por su carga eléctrica, y el miliequivalente (meq), su milésima parte. Un meq de un ion positivo se combina químicamente con un meq de otro negativo. Estas unidades de concentración se utilizan en particular cuando se estudia la evolución química del agua. Finalmente, en algunos casos se utiliza como unidad de medida el g/l (gramo/litro). Obviamente, 1 g/l equivale a 1000 mg/l o, lo que es lo mismo, a 1000 ppm.

En los análisis químicos, los iones o substancias disueltas determinados, dependen de la razón por la cual el análisis se solicita. Por ejemplo, un análisis por potabilidad de un agua, determinará los iones que condicionan a la misma, mientras que otro para evaluar su calidad como agua para riego, evaluará aquellos que afectan al suelo y el crecimiento de las plantas.

En general, en los análisis químicos se encuentran determinados los que se denominan macroelementos y los oligoelementos. Los primeros son aquellos que se encuentran en cantidad dominante, y

que están presentes en prácticamente todas las aguas. Los segundos son los que están en cantidades pequeñas, a veces ausentes, pero que tienen importancia para algún uso específico.

Entre los macroelementos podemos distinguir los iones con carga eléctrica positiva o cationes, y los de carga negativa o aniones. Los cationes determinados siempre (en todos los análisis químicos) son el Ca^{++} (calcio), Mg^{++} (magnesio), Na^+ (sodio) y K^+ (potasio). En algunas ocasiones estos dos últimos juntos, es decir, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$. Los aniones por su parte, son el Cl^- (cloruro), SO_4^{-2} (sulfato), CO_3H^- (bicarbonato) y CO_3^{-2} (carbonato).

Cuando el análisis busca establecer si el agua es apta para consumo humano, además se valoran NO_3^- (nitrato), NO_2^- (nitrito), NH_4^+ (amonio), F (flúor), As (arsénico) y V (vanadio). Por su parte la calidad de agua para riego requiere, además de los macroelementos, determinar la presencia y cantidad de B (Boro). En cuanto a usos industriales, según de qué industria se trate, se requiere conocer, además de los macroelementos, iones tales como Fe^{+3} (hierro férrico), Fe^{+2} (hierro ferroso), Mn (manganoso), etc.

Además de los iones reseñados, en un análisis físico-químico normalmente se valoran algunas propiedades químicas del agua, que dependen de las substancias disueltas que la misma contiene, pero que no indican en forma directa la cantidad de esa substancia disuelta, sino la propiedad a que da origen. Estas propiedades químicas son la conductividad eléctrica, el residuo seco, la dureza, la alcalinidad y el pH.

Propiedades físicas del agua

Las propiedades físicas del agua se refieren a su color, sabor, olor, temperatura y turbiedad, entre otras.

Color: Comúnmente se dice que el agua es incolora. Ello es así en pequeñas cantidades, pero las grandes masas de agua tienen colores entre el azul y el verde. En casos extremos, como en algunos lagos de alta montaña, presenta una coloración azul intensa. Más comunes son tonalidades celestes y verdosas. Estos colores derivan de fenómenos de descomposición de la luz solar que incide en la superficie del agua, y debido a que la longitud de onda que corresponde al azul es

la que más penetra dentro de ella, predomina esa coloración. Este color se puede medir, comparando el de la masa de agua con el de una solución de concentración conocida de una sal de platino. Es la denominada escala de platino-cobalto.

En algunas oportunidades las masas de agua, y en casos extremos hasta una muestra de ella, puede presentar otra coloración. En estos casos, el color se debe a material en suspensión. Entre otros, puede citarse que colores en la gama del castaño suelen deberse a materia orgánica y/o material terroso en suspensión, y los colores verdes a algas microscópicas. Los colores de masas de agua fuera de la gama del azul-verdososo, con frecuencia son indicadores de contaminación, tema que se tratará más adelante.

Sabor: Con frecuencia suele decirse que el agua es insaboro, de manera similar a lo que ocurre con el color. En alguna medida esto es cierto cuando se trata de agua con bajo contenido de substancias disueltas. A medida que la cantidad de material disuelto aumenta, el agua adquiere sabores que guardan relación con la cantidad y tipo de los mismos. Sin duda su apreciación depende en buena medida de factores humanos, pero puede generalizarse que no se percibe gusto alguno cuando el residuo seco es inferior a 1 g/l. Un gusto, genéricamente salado, comienza a percibirse con un residuo seco de 2 g/l, y se hace fuerte a partir de los 4 o 5 g/l. La intensidad de la sensación crece de manera directa con el contenido salino, hasta que con alrededor de 10 o 12 g/l, el sabor es repulsivo. Con el fin de tener otra referencia, puede señalarse que el agua de mar normal contiene 35 g/l de sales disueltas.

Con respecto a los diferentes sabores y sus causas, los cloruros comunican al agua un sabor salado, los sulfatos, amargo y el bicarbonato un sabor ligeramente ácido. Este último es muy agradable, a punto tal que suele incrementarse artificialmente su contenido en las aguas carbonatadas y las bebidas gaseosas en general. Desafortunadamente, algunas substancias disueltas perjudiciales para el organismo, tales como el flúor o el arsénico, no comunican sabores al agua que los contiene.

Olor: Los olores que el agua suele presentar, se deben a gases emanados desde ella. En muchos casos son indicadores de contami-

nación. Los gases más comunes que dan olores son el metano, ácido sulfídrico, ácido acético, amoníaco, y algunos compuestos en los que interviene el cloro.

Los cuatro primeros se originan en la descomposición anaerobia de materia orgánica en suspensión en la masa líquida, como se verá con algo más de detalle al tratar contaminación. Los olores provocados por estos gases son muy desagradables y genéricamente se pueden calificar como a putrefacción.

En cuanto a los olores producidos por los compuestos del cloro, también desagradables aunque no tanto como los anteriores, se producen en las aguas distribuidas por red para abastecimiento de poblaciones, sea potable o simplemente “agua corriente”. El agua distribuida de esta manera debe contener un compuesto con cloro (comúnmente se utiliza el hipoclorito de sodio) con 2 mg/l de cloro en condiciones de reaccionar con la materia orgánica que pudiera estar presente, para oxidarla. Cuando esta agua sale del medio cerrado en que se encuentra, tal como las cañerías de la red por la que se distribuye, libera, ya sea el cloro libre que pudiera contener o los compuestos formados por su reacción con la materia orgánica. Ambos dan el olor “a cloro”.

Los olores que el agua produce pueden medirse, valorándose como la dilución necesaria con agua destilada para que desaparezcan. Esta dilución depende en gran medida de la sensibilidad del analista, y es distinta para cada persona.

Temperatura: La temperatura que el agua adquiere depende del tramo del ciclo hidrológico en que se encuentre. En los lagos se establecen corrientes convectivas desde el fondo hasta la superficie, que desarrollan un perfil térmico característico, tema sobre el que se volverá más adelante. El agua de precipitaciones, como la de algunos ríos cerca de su origen, es apenas superior a los 0° C debido a que se forman por fusión de agua sólida.

En cuanto al agua en el subsuelo, su temperatura normalmente aumenta con la profundidad en concordancia con el gradiente geotérmico. Como éste, salvo excepciones, es de 3° C cada 100 m de profundidad, la temperatura normal del agua subterránea debe ser la media anual de la región, más 1° C cada 33 m de profundidad. Exis-

ten muchos casos en los que la temperatura del agua del subsuelo es superior a la deducida con la regla anterior. En estos casos las fuentes de calor que elevan la temperatura, pueden ser varias.

En primer lugar el calor puede ser aportado por una cámara magmática cercana. Tal es el origen del calor en las áreas con vulcanismo en estado póstumo, como en la provincia de Neuquén. Una segunda posibilidad es que la corteza terrestre en la zona de la anomalía térmica, sea más delgada que lo normal y la astenosfera, capa inferior, plástica y más caliente, se encuentre relativamente cerca de la superficie. Este es el origen del calor que eleva la temperatura del acuífero profundo del suroeste de la provincia de Buenos Aires, con epicentro en Bahía Blanca. Un tercer mecanismo que explica la temperatura anormal del agua subterránea, es simplemente que haya circulado a mayor profundidad que la zona en que se la capta, habiendo adquirido su temperatura durante su tránsito más profundo. Este probablemente sea el origen de las temperaturas anómalas del acuífero de la cuenca de Laboulaye alumbrado en Bernardo Larroudé (La Pampa). A los anteriores se suman otros procesos capaces de elevar la temperatura del agua, tales como la descompresión de acuíferos profundos y reacciones químicas exotérmicas en el seno de un acuífero.

Propiedades químicas del agua

Conductividad Eléctrica: El agua pura prácticamente es aislante de la electricidad. Al tener substancias disueltas se hace conductora de la misma, y mayor será la conductividad cuando mayor sea la cantidad de substancias disueltas. Su medida es muy fácil y rápida (puede hacerse en el campo), y por eso es de uso muy difundido, en especial cuando se trata de problemas de riego. La relación entre la conductividad eléctrica y la cantidad de sales disueltas viene dada por la ecuación:

$$R.S. = k \cdot C.E.$$

donde R.S. = residuo seco (ver apartado siguiente), C.E.= conductividad eléctrica y k = factor de proporcionalidad que depende del tipo de sales disueltas y comúnmente varía entre 0.6 y 0.8.

La conductividad eléctrica se mide en μScm (milisiemens por cm) o $\mu\text{Mho cm}$ (milimho por cm), que son equivalentes.

Residuo Seco: Son sinónimos del mismo sales totales, salinidad y salinidad total. Se denomina así a la cantidad total de substancias disueltas que contiene un agua. Residuo seco proviene del hecho de que las sales que contiene el agua son el remanente que permanece luego que esta se evapora. Se expresa en mg/l o ppm. Cuando es alto, también suele expresarse en g/l.

Dureza: Por dureza se entiende la propiedad de las aguas de precipitar a los jabones. Se debe principalmente al contenido de calcio y Magnesio. Actualmente se la expresa como los mg de CO_3Ca (carbonato de calcio) que equivalen al contenido de estos iones. Hasta unos años atrás era común el uso del grado francés (1° Francés = 10 mg/l CO_3Ca) y otras graduaciones.

Desde el punto de vista práctico se pueden distinguir tres clases de dureza: la total, la transitoria y la permanente. La transitoria es la que desaparece por pérdida de CO_2 , por ejemplo al calentarse el agua. La Permanente es la que permanece luego de desaparecida la anterior, y la total, obviamente es la suma de ambas.

Desde el punto de vista químico, se puede distinguir una dureza de carbonatos y otra de no carbonatos. En el primer caso, el Ca^{+2} y el Mg^{+2} son aportados por carbonatos, mientras que en el segundo, otro compuesto químico es el que aporta estos iones. Cuando la alcalinidad es mayor que la dureza total (ambas expresadas como carbonato de calcio equivalente), la dureza presente se debe a carbonatos y a no carbonatos. Por el contrario, si la alcalinidad es menor que la dureza total, toda la dureza se debe con exclusividad a los carbonatos disueltos.

Alcalinidad: La alcalinidad se debe a la presencia de los aniones CO_3^{-2} y CO_3H^- , y en algunos casos al OH^- . En términos generales puede hablarse de alcalinidad de CO_3^{-2} , de CO_3H^- y de no-carbonatos. Se mide como la cantidad equivalente de CO_3Ca .

pH: Es una medida de la cantidad de iones H^+ , dada por la relación

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$$

es decir, el pH es el logaritmo decimal negativo de la concentración de iones hidrógeno.

Se puede demostrar que el pH del agua puede variar entre 0 y 14. Con pH = 7 el agua es neutra, mientras que si es < 7 es ácida y con pH > 7 el agua es alcalina. Algunos valores de pH son umbrales para la posibilidad de presencia de otros iones. Entre estos se pueden citar dos importantes:

pH = 8,2. Por arriba del mismo, el agua puede contener CO_3^{2-} . Por debajo no.

pH < 4,5. Por debajo de pH 4,5 no puede existir CO_3H^- .

Como el pH depende en buena medida del CO_2 disuelto, que es un gas, es conveniente determinarlo en el campo, ni bien se extrae la muestra. De no ser ello posible, al tomar la muestra no debe dejarse cámara de aire en el recipiente, deben evitarse cambios de temperatura, y la muestra no debe ser abierta antes de llegar al laboratorio.

Origen y propiedades de los iones más comunes

Calcio: es un metal del grupo de los alcalinotérreos. Se incorpora al agua por disolución desde calizas y yeso. También está presente en las plagioclasas (alúmimo silicatos de Ca y Na), y la meteorización química de las mismas da como producto final arcillas mediante reacciones químicas de hidrólisis, liberando calcio bajo la forma de carbonato y bicarbonato, que se incorporan al agua.

Magnesio: al igual que el anterior es otro metal alcalinotérreo. Se incorpora al agua a partir de las dolomías, rocas sedimentarias químicas compuestas por dolomita, el carbonato doble de calcio y magnesio, y a partir de los silicatos ferromagnésicos (olivinas, piroxenos y anfíboles), algunos de los cuales lo tienen en su composición química.

La solubilidad del Mg es algo mayor que la del Ca, por lo cual su contenido tiende a incrementarse con respecto a este a medida que el agua evoluciona.

Sodio: es un metal alcalino, grupo al que también pertenecen el litio, potasio, rubidio y cesio. Se incorpora al agua a partir de disolución de evaporitas que contienen sus sales, todas muy solubles. También está presente en las plagioclasas, desde las que se incorpora al agua por reacciones de hidrólisis, similares a las que solubilizan al calcio.

El Na^+ es el cation más abundante en el agua de mar, que, como es el destino final de todas las aguas continentales, da idea de su permanencia en solución.

Potasio: la fuente de este ion son los feldespatos potásicos, básicamente la ortosa, y las micas. Las aguas naturales contienen más sodio que potasio, porque los feldespatos de potasio son menos atacables que los calcosódicos. Además los compuestos de potasio tienen una cierta tendencia al intercambio iónico, fijándose en las arcillas que puede contener el material con que el agua entra en contacto. Por otra parte, como es un elemento básico en el crecimiento de los vegetales, algunos autores sostienen que es extraído selectivamente de las aguas que están en contacto con vegetación abundante.

Carbonato y Bicarbonato: estos iones se incorporan al agua por disolución del CO_2 o por disolución de calizas. Los carbonatos no son frecuentes. Para estar presentes requieren que el pH sea mayor o igual a 8,2. Una reacción muy importante para toda la química del agua es la del equilibrio de estos iones:



Sulfato: este anión se incorpora al agua a partir de los materiales que constituyen el suelo (los sulfatos metálicos por lo general son solubles en agua), en particular el yeso y la anhidrita que son los más abundantes, y por oxidación de sulfuros. Esto último se da obviamente donde existen estos minerales. Los sulfuros más comunes

son la Galena (PbS), Blenda (ZnS), Pírita (FeS_2) y Calcopirita ($CuFeS_2$).

Algunos procesos biológicos pueden producir la reducción del azufre del sulfato a ion S^{2-} (sulfuro), que forma compuestos insolubles o gaseosos tales como el SH_2 (ácido sulfhídrico).

Cloruro: los compuestos en los que interviene este anión, son todos muy solubles. De allí que una vez incorporados al agua, esta lo mantenga en solución. Las fuentes de Cl^- son el agua de lluvia y los cloruros presentes en rocas sedimentarias. En realidad, estos compuestos son raros.

El agua de mar alcanza a tener 19.000 mg/l, y su procedencia no está clara. Tal vez sea por la alta solubilidad de sus compuestos, lo que ha determinado que a través del tiempo geológico, los cloruros de los continentes hayan sido trasladados al mar.

Flúor: este elemento es importante para establecer la potabilidad de un agua. Se incorpora a las aguas naturales a partir de minerales que lo contienen, principalmente la fluorita, apatita, hornblenda y vidrio volcánico. Este último es el material del que proviene la mayor parte del flúor de las aguas subterráneas en la llanura pampeana.

Arsénico: puede incorporarse al agua a partir de vetas minerales que contienen arseniuros, a partir de la atmósfera cuando en el área se queman cantidades importantes de carbón de piedra, cuya combustión produce un gas que contiene arsénico (arsina, AsH_3), o a partir de materiales volcánicos. Finalmente, puede reconocer un origen antrópico, por cuanto interviene en la composición de algunos biocidas.

El que está presente en las aguas del este de La Pampa y sur de Córdoba parece tener un origen volcánico, por descarte.

El arsénico en solución en agua puede estar como As^{+3} o As^{+5} , y puede pasar de un estado de oxidación al otro según las condiciones ambientales. Esto es de suma importancia al considerar la potabilidad del agua, por cuanto trabajos recientes apuntan a demostrar que el arsénico tóxico es el As^{+3} , mientras que el As^{+5} , al ser eliminado por la orina no significa mayores problemas para los organismos vivos.

Compuestos de Nitrógeno: los compuestos de nitrógeno casi siempre indican contaminación, porque su origen es orgánico (el nitrógeno interviene en la composición de las proteínas), y se utiliza en los fertilizantes artificiales. Si el nitrógeno no es de origen orgánico, se incorporó al agua a partir de la atmósfera de la que forma parte.

Los compuestos de nitrógeno habituales son el NH_4^+ (amonio), NO_2^- (nitrito) y NO_3^- (nitrato). La oxidación del amonio da nitrito, y la de éste, nitrato, de manera que la forma que predomine dependerá de si el medio es oxidante o reductor.

Si están presentes amonio y/o nitritos, el origen casi seguramente se debe a desechos animales o humanos. El nitrato, en cambio, también puede reconocer como origen el nitrógeno atmosférico.

Elementos de traza: se denominan así a todos aquellos que pueden estar presentes en cantidades muy limitadas. Se los determina cuando el análisis busca establecer la factibilidad de un agua para un uso específico. Por ejemplo las tintorerías industriales necesitan agua que no contenga hierro ni manganeso. Estos iones normalmente no se valoran, porque, o no están presentes, o lo están en muy poca cantidad, excepto que el agua que estamos estudiando vaya a usarse en una tintorería, en cuyo caso se necesita su valoración.

Representación gráfica de los análisis químicos

Con frecuencia deben interpretarse muchos análisis químicos simultáneamente. Para ello resulta muy útil alguna manera de graficación, que permite de un golpe de vista tener una idea del conjunto de los resultados. Además, algunas de las representaciones gráficas de análisis químicos de aguas, permiten analizar la evolución química de la misma, en el sentido de poner en evidencia mezclas de masas de agua de distinto origen, la precipitación de algún ion, etc.

Se han ideado muchas formas de representación gráfica de los resultados de los análisis químicos, todas ellas con alguna utilidad, de las cuales se describirán sintéticamente tres: la de Stiff, la de Piper y la de Schoëller.

Diagramas de Stiff: Los diagramas de Stiff constan de tres líneas horizontales, paralelas y equidistantes, cortadas por una vertical perpendicular a ellas (Figura 2.2). Esta última hace las veces de origen o cero, y separa el campo de los cationes hacia la izquierda, del de los aniones hacia la derecha. En la línea horizontal superior se representa a escala, a la izquierda del origen, el Ca^{+2} , y a la derecha, el $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{CO}_3^{=2}$. En la central, el Mg^{+2} hacia la izquierda y el $\text{SO}_4^{=2}$ a la derecha. Por su parte en la inferior se ubican el $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ hacia la izquierda y el Cl^- hacia la derecha. Finalmente se unen cada uno de los puntos determinados sobre las horizontales, resultando una figura geométrica diferente para cada análisis químico.

La concentración de cada ion representado en este caso, normalmente en meq/l, es su valor total (no su participación porcentual en la muestra), de manera que el tamaño de la figura resultante será proporcional al contenido iónico total. En otras palabras, cuando más salada sea el agua, mayor será el tamaño de la figura. Este tipo de gráfico es especialmente útil para representar en un mapa la composición química de aguas, de un río o capa subterránea, en diferentes ubicaciones.

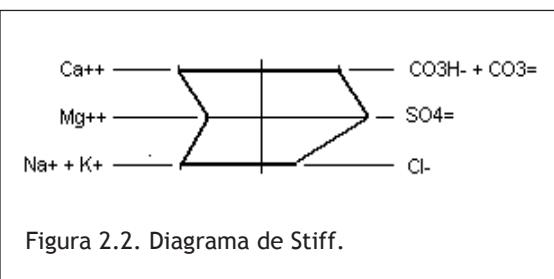


Figura 2.2. Diagrama de Stiff.

Diagrama de Piper: Los diagramas de Piper (Figura 2.3), constan de dos triángulos inferiores y un rombo central. En el triángulo inferior izquierdo se representan los cationes, y en el derecho los aniones. Los valores representados sobre cada lado del triángulo, son los porcentajes de meq/l de cada ion. Proyectando los valores de cada ion dentro del triángulo respectivo, se obtendrá un punto que representa la composición catiónica y aniónica del agua. Estos puntos proyectados a su vez al rombo central, se cortarán en un tercero, que representa la composición química del agua. Estos diagramas permiten representar muchas muestras en un sólo gráfico. No son adecuados para la ilustración en mapas, pero en cambio son útiles para analizar la evolución química de un agua. Por ejemplo, si represen-

tamos varios análisis químicos de aguas subterráneas, cuyas muestras fueron tomadas en la zona en que ésta se infiltró hacia el subsuelo y en otras alejadas del área de infiltración, pero proveniente de la misma, veremos que los puntos representativos de las primeras caen en un sector, mientras que las segundas caen en otro. Es fácil de comprender que, químicamente, el agua ha evolucionado desde el primer punto al segundo (A y B respectivamente en la figura 2.3), modificando su composición. Lo mismo ocurriría si las muestras fueran tomadas en dos secciones de un río.

Como se señaló, en estos diagramas se representa la composición química porcentual (no el contenido iónico total), de manera que dos aguas con la misma composición iónica pero distinto contenido salino, pueden quedar representadas por el mismo punto. Esta limitación puede obviarse, si es de interés hacerlo, representando a la muestra por un círculo de radio proporcional al contenido iónico total.

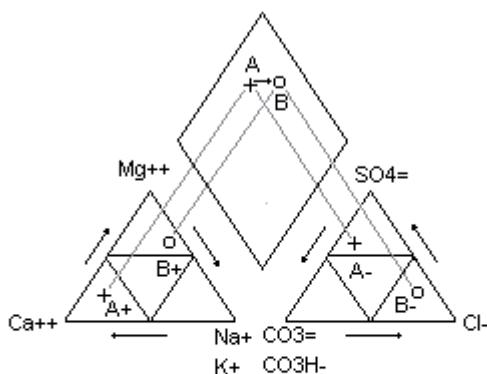


Figura 2.3. Gráfico de Piper. A+, B+, A- y B-, representan las composiciones catiónicas y aniónicas de las muestras A y B respectivamente. La flecha de A a B en la parte superior indica el sentido de la evolución química del agua.

Finalmente estos gráficos permiten clasificar a las aguas en base a su composición química de manera racional. Para ello, si se consideran los triángulos inferiores de la figura 2.3, podemos delimitar

cuatro sectores en cada uno. En el triángulo de los cationes pueden distinguirse el de prevalencia del magnesio, el del calcio, el del sodio más potasio y el central, de aguas sin un catión prevalente. De manera similar pueden limitarse campos en el triángulo de los aniones. Una vez representada un agua en el gráfico de Piper, puede calificársela de acuerdo a los sectores en que caen sus puntos de cationes y aniones. Así por ejemplo, en la figura 2.3, el agua representada por una cruz puede considerarse sulfatada cálcica, y la correspondiente al círculo, clorurada magnésica.

Diagrama Semilogarítmico de Schoëller: Este gráfico para representación de análisis químicos, consta de 6 ejes verticales que se asignan, de izquierda a derecha al calcio, magnesio, sodio más potasio, cloruro, sulfato y carbonato más bicarbonato. Algunas modificaciones posteriores agregan un séptimo eje para los nitratos u otro ion que sea de interés considerar junto con los anteriores. En cada eje se representan los contenidos iónicos en meq/l en escala logarítmica, y el análisis queda representado por una línea quebrada que une los puntos de cada uno de ellos (Figura 2.4). Esta representación permite volcar en cada gráfico un número limitado de muestras, porque de lo contrario se torna engorroso. Como ventajas, puede mencionarse que permite gráficamente calcular si el agua está saturada o sobresaturada en algunos compuestos y su evolución química.

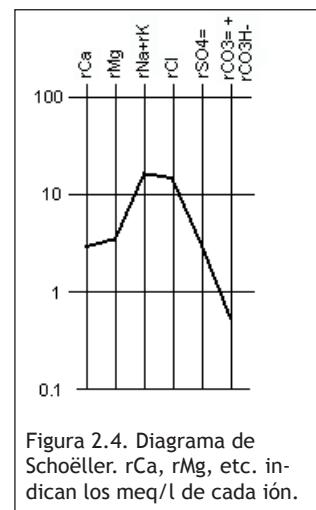


Figura 2.4. Diagrama de Schoëller. $r\text{Ca}$, $r\text{Mg}$, etc. indican los meq/l de cada ión.

Normas de calidad fisico-química

Las propiedades físicas y los materiales disueltos en el agua, condicionan su aptitud para ser usada con un fin determinado.

Agua Para Consumo Humano: Por potable se entiende un agua que químicamente y bacteriológicamente es apta para consumo huma-

no. Cada país tiene su propia norma, que determina qué requisitos de calidad debe cumplir un agua para ser aceptada como potable. Tales normas se adoptan de acuerdo a las particularidades geográficas del territorio, a la disponibilidad de fuentes adecuadas para poder cumplir con lo determinado y a costumbres de la población (su alimentación, por ejemplo). En la República Argentina, quien fijó los contenidos límites admisibles en el agua potable, fue la empresa Obras Sanitarias de la Nación (OSN). Sumado a ello, la Organización Mundial de la Salud (OMS) de la Organización de las Naciones Unidas, ha producido una norma orientadora. En la Tabla 2.1, se indican algunos de los valores límite para que un agua sea considerada potable en la república Argentina, para la OMS y en los Estados Unidos de Norteamérica.

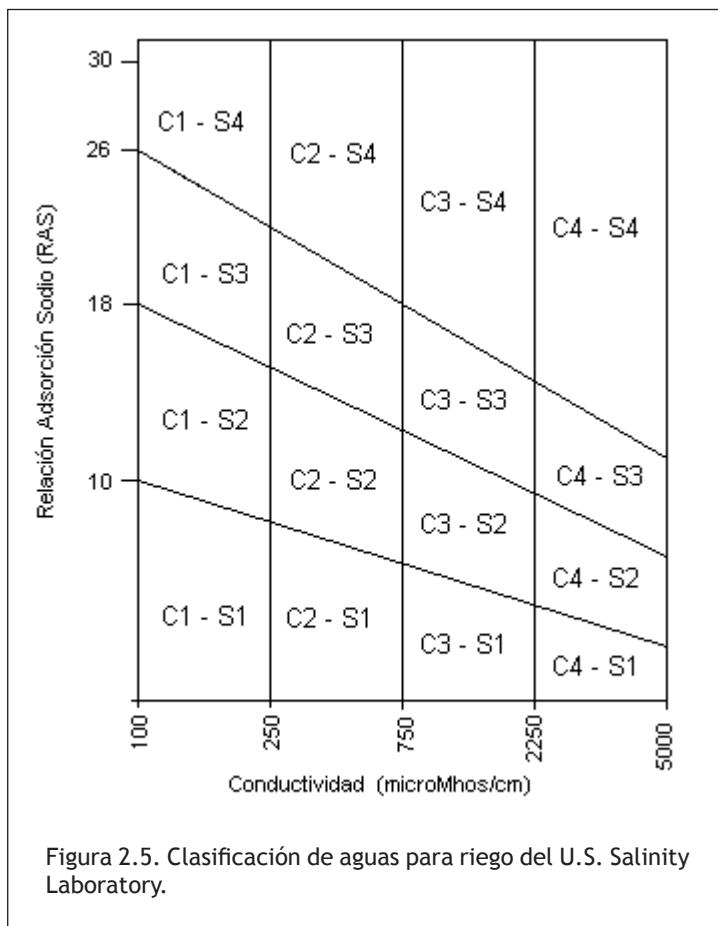
Agua Para Riego: De los usos consumtivos, el mayor consumidor de agua a nivel mundial, es el riego. En la problemática asociada con esta actividad productiva, la calidad química del agua utilizada debe considerarse junto con el cultivo sobre el que se aplicará, el suelo que lo sostiene y la técnica de riego que se utiliza.

Con respecto a los cultivos, se los clasifica en tolerantes, semitolerantes y poco tolerantes a las sales, en sentido creciente con respecto al tipo de agua que aceptan. Los suelos, desde el punto de vista del riego, son clasificados en base a su permeabilidad y su capacidad de intercambio iónico. Teniendo en cuenta estos dos aspectos, un agua de mala calidad para riego, podrá usarse sobre cultivos tolerantes en suelos de buena permeabilidad, pero no sobre cultivos poco tolerantes y/o implantados en suelos mal drenados.

Desde el punto de vista químico, la calidad del agua para riego se evalúa con el criterio establecido por el US Salinity Laboratory, que las califica en base a su conductividad eléctrica y la Razón Adsorción Sodio (RAS). Con respecto a la primera, ya se vio su significado, es una medida indirecta de los sólidos disueltos totales. En cuanto al RAS, es una medida de la posibilidad de intercambio iónico entre el agua de riego y el suelo. Es frecuente que la lámina de agua aplicada al regar, intercambie sodio de su masa por calcio del suelo, proceso que induce una disminución de la permeabilidad del material regado, lo cual es indeseable. Puede llevar, incluso, a inutilizar un área originalmente regable. El RAS se obtiene con la fórmula siguiente :

$$RAS = \{Na\} / \{([Ca] + [Mg]) / 2\}^{1/2}$$

donde RAS = razón de absorción de sodio; $\{Na\}$, $\{Ca\}$ y $\{Mg\}$ =concentraciones de sodio, calcio y magnesio, respectivamente, en meq/litro.



Teniendo en cuenta los valores de conductividad eléctrica y RAS de un agua, se califica su aptitud para riego en un gráfico como el de la Figura 2.5. En la misma podemos ver que se delimitan 16 campos desde el C1S1, hasta el C4S4. El primero de los nombrados (extremo inferior izquierdo), corresponde a las aguas de mejor calidad para este fin, y el último (en el extremo superior derecho) a la peor posible,

inapta para el riego de casi todos los vegetales, aún los más tolerantes y en suelos de buena calidad.

Estas normas orientativas fueron desarrolladas por el U. S. Salinity Laboratory para los sistemas de riego tradicionales, tales como el de inundación o el por surcos. Las técnicas de riego más modernas y eficientes, como el riego por goteo o la aspersión, son menos exigentes en lo que se refiere tanto a la calidad del agua como al tipo de suelo a regar, pero no hay criterios establecidos al respecto.

Finalmente, algunos iones que puede contener el agua tienen efecto tóxico sobre los vegetales, de manera similar a lo que significan el F o el As para los animales. Tal es el caso del Boro.

Agua Para Usos Industriales: Cada industria tiene requerimientos de calidad específicos para el agua que utilizan en sus procesos, tanto las que la incorporan al producto final que elaboran, como las que no lo hacen. No obstante ello, pueden indicarse algunas normas generales en lo que respecta a las industrias alimenticias y al uso de agua para calderas.

Las industrias alimenticias, aunque no incorporen el agua al producto que elaboran, deben utilizar agua potable. En el caso de productos destinados a la exportación, deben atenderse además, las regulaciones sobre el producto en el país de destino.

Tabla 2.1.- Normas de calidad para agua potable.

PAÍS / COMPONENTE	ARGENTINA	OMS		USA	
		CONVENIENTE	ADMISIBLE	CONVENIENTE	ADMISIBLE
Residuo Seco	2000	500	1500	500	--
Cloruro	700	200	600	250	--
Sulfato	300	200	400	250	--
Alc.Bicarbonato	Mín 30/Máx 400	--	--	--	--
Dureza Total	200	--	--	85/200	--
Nitrato	45	--	45	45	--
Nitrito	<0.1	--	--	--	--
Amonio	0	--	--	--	--
Flúor	1.8/2.0	0.5/1.0	1.5	0.8/1.7	1.6/3.4
Arsénico	0.15/0.18	--	0.2	0.01	0.05
Hierro + 3	0.1	0.3	1.0	0.3	1.0

NOTAS: (1) Concentraciones en mg/l. (2) Tanto Argentina como la OMS y USA especifican otros iones. Se indican sólo los más importantes.

Un uso muy común del agua en procesos industriales, es su calentamiento en calderas para disponer de agua caliente para procesos de lavado, intercambio de calor, etc. El agua para calderas requiere tener una dureza baja, porque de lo contrario, cuando la dureza temporal es alta, se deposita CaCO_3 en las paredes interiores de los tubos de la caldera, que los va obstruyendo. Esta obstrucción disminuye la eficiencia de funcionamiento, y puede llegar, en casos extremos, a provocar su explosión.

3

Capítulo III

El agua en la atmósfera

3

Introducción

La atmósfera tiene la capacidad de contener agua en estado gaseoso, capacidad que varía con la temperatura del aire. Cuando el contenido de humedad admisible para una temperatura dada es sobre-pasado, el vapor de agua en exceso se segregá, ya sea condensado en pequeñas gotas de agua o formando cristales de hielo, si la temperatu-
ra del medio es suficientemente baja para que el agua solidifique.

Si la segregación del agua atmosférica tiene lugar a nivel del suelo, se manifiesta en la forma de niebla o llovizna. Cuando ocurre a mayor altura, puede ocurrir que las condensaciones permanezcan suspendidas en la masa de aire o caigan a la superficie en la forma de llovizna, lluvia, nieve o granizo.

La llovizna y la lluvia son precipitaciones líquidas, que difieren en el tamaño de las gotas y la intensidad de la precipitación. La llo-
vizna está formada por gotas menores a 0.5 mm de diámetro y tiene intensidades menores a 1 mm/hora. Cuando se superan estos valores, corresponde hablar de lluvia.

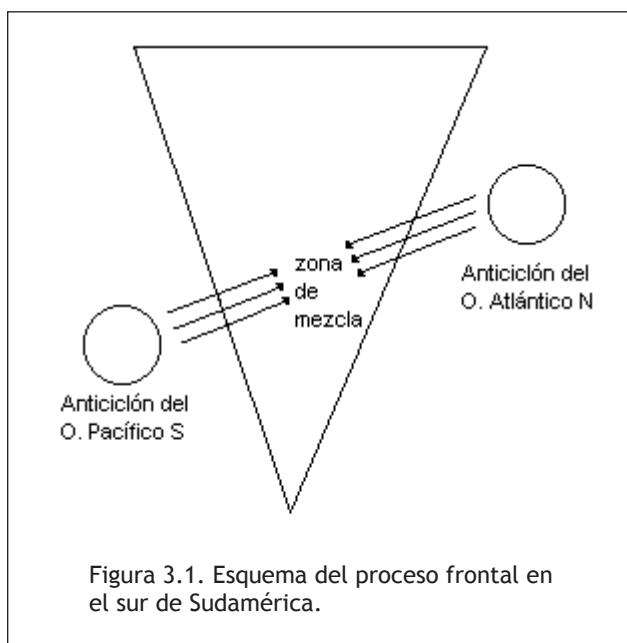
Por su parte la nieve y el granizo, son precipitaciones de agua en estado sólido. La primera está formada por cristales de hielo que engloban aire, formando copos. Como estos son livianos, alcanzan la superficie suavemente. Por el contrario el granizo, está formado sola-
mente por agua sólida, tiene una densidad muy superior a la del aire, y por ello llega a la superficie a alta velocidad.

La dinámica del agua en la atmósfera se completa con procesos de signo contrario al de las precipitaciones, o sea, la incorporación de agua a la misma. Esta incorporación se produce por evaporación desde el suelo, desde cuerpos de agua almacenados en la superficie

y desde las hojas de los vegetales, más la transpirada por ellos en su proceso vital.

Precipitación

Se han descrito tres procesos distintos por los cuales una masa de aire puede descender su temperatura y segregar parte del agua que contiene, la que eventualmente puede originar una precipitación. En primer lugar, cuando se mezclan dos masas de aire, una relativamente seca y fría y la restante cálida y húmeda. Esta mezcla puede dar lugar a precipitaciones, que se denominan frontales, y se caracterizan por afectar a una zona amplia. La mayor parte de las precipitaciones que tienen lugar en la llanura pampeana, son de este origen. Las masas de aire que intervienen en el proceso, son una proveniente del anticiclón del océano Pacífico Sur y otra del océano Atlántico (Figura 3.1). La primera, al penetrar en el continente sudamericano, descarga su humedad al sobrepasar la cordillera de los Andes, y continúa hacia el noreste fría y seca. La segunda penetra al continente, puede que descargue parte de su humedad en su tránsito hacia el sureste, pero desarrolla un sistema frontal al mezclarse con la anterior.



El segundo tipo de precipitación, es el originado por los cordones de montañas. En este caso, el enfriamiento de la masa de aire, se produce cuando la misma encuentra un frente de montaña, y asciende por la ladera de barlovento. Al ascender se enfría, condensa y precipita la humedad que contiene. Como ejemplo de este tipo de precipitaciones, se pueden citar a las producidas por las masas de aire provenientes del Pacífico Sur ya mencionadas, que al trasponer la cordillera de los Andes, precipitan en el flanco occidental, principalmente en Chile (Figura 3.1).

Finalmente, las precipitaciones de tipo convectivo se producen cuando una masa de aire se enfría por ascenso, sin que medie un obstáculo físico para producirlo, sino por tratarse de una masa de aire muy inestable. Estas precipitaciones son de alta intensidad y de alcance más local que las anteriores.

Medida de las precipitaciones: Las precipitaciones líquidas se miden por medio de un recipiente que las colecta, el pluviómetro, y los resultados se expresan por medio de la altura que alcanza el agua dentro del mismo. En algunos países de habla inglesa la unidad de medida es la pulgada, pero salvo esas pocas excepciones, en el resto del mundo se utiliza el mm.

Para poder comparar los resultados de varias estaciones pluviométricas, estas deben tener las mismas características, en lo que se refiere a sus detalles constructivos y de instalación. En la República Argentina el Servicio Meteorológico Nacional de la Fuerza Aérea Argentina, ha adoptado el pluviómetro normalizado tipo B de la Organización Meteorológica Mundial, organismo dependiente de las Naciones Unidas. En el mismo, la boca tiene un diámetro de 160 mm, y debe colocarse a 150 cm del suelo, separada de cualquier obstáculo (árbol, edificio, etc.) por una distancia igual al doble de la altura del obstáculo.

Además de los pluviómetros, las precipitaciones líquidas se pueden registrar por medio de los pluviógrafos. Estos aparatos, además de obtener la altura del agua caída, permiten calcular la intensidad de la precipitación, esto es, la cantidad de caída por unidad de tiempo. Los pluviógrafos más comunes son los de cangilones, que recogen el agua captada por un embudo, generalmente de diámetro algo ma-

yor que el de un pluviómetro, y cada 0.2 mm de lluvia producen un movimiento que acciona un mecanismo o envía una señal electrónica. En el primer caso, el mecanismo acciona una pluma que grafica sobre una hoja de papel, la que a su vez gira por un sistema de relojería. El segundo mencionado, más moderno, almacena la información en un cartucho de memoria magnética, que es levantado posteriormente por medio de un aparato lector, o directamente cargado a una computadora.

En cuanto a la nieve, su medición presenta varias dificultades. En primer lugar, muchas de las áreas en las que nieva son de acceso difícil, más problemático aún cuando nieva. Por otra parte, la nieve es movida por el viento, y no se acumula sobre el suelo formando una capa de espesor uniforme.

Una medida de la cantidad de nieve caída, poco precisa, puede obtenerse con un pluviómetro común, al que se adiciona algún dispositivo para producir su fusión. Otra técnica, se basa en el principio de que la cubierta de nieve atenúa la radiación gamma que naturalmente emite la superficie terrestre, atenuación que es proporcional al contenido de agua de la cubierta nivosa. La radiación gamma puede monitorearse desde aeroplanos, y lógicamente si se conocen la emitida previo a la estación de nevadas y las posteriores, puede calcularse el agua equivalente caída sobre una zona. Este método es utilizado en la ex URSS de manera extensiva.

Otro método, se basa en la observación, en años sucesivos, de la altura de nieve sobre una línea prefijada. Además de medir la altura de la nieve caída, mediante un tubo se toman muestras de la misma para determinar por fusión su equivalente en agua. Este método, conocido como de la “línea de nieve”, permite la predicción del caudal que escurrirán los ríos alimentados por fusión nival, mediante la correlación entre los caudales aforados de tales ríos y los valores de la línea de nieve, una vez registrados varios años.

Una quinta manera de medir la nieve caída, se basa en el registro del peso de la capa de nieve acumulada sobre una almohadilla flexible (snow pillow), que contiene un líquido congelable por debajo de 0° C. Finalmente otra, más moderna, se basa en la medición de la atenuación de la radioactividad emitida por un radioisótopo colocado para ese fin.

En nuestro país, la ex empresa del estado Agua y Energía, utilizó para medir nieve, los métodos de la línea de nieve y los dos últimos mencionados.

Redes de observación: El análisis de las precipitaciones caídas sobre una superficie, requiere de su medición en más de un punto, conformando una red de observación.

Como normas generales sobre la densidad de estaciones de registro, pueden tenerse en cuenta dos conceptos. Por una parte, a medida que el lapso de tiempo que se considere sea más corto, la densidad debe ser mayor, por cuanto para períodos de tiempo largos, las variaciones locales se compensan naturalmente. En segundo lugar, un indicador muy útil para diseñar una red pluviométrica es la vegetación. Ello se debe a que, a igualdad de otras condiciones (de suelo, por ejemplo), la cubierta vegetal es función del monto precipitado.

A título indicativo, las densidades recomendadas en algunos textos, indican estos valores: (i) en zonas llanas, una estación cada 600 a 900 Km²; (ii) en zonas quebradas, una cada 100 a 250 Km² y (iii) en zonas áridas, una cada 1500 a 10000 Km². En la realidad, frecuentemente la densidad de una red de registro pluviométrico está condicionada por la posibilidad de disponer de personal para su atención.

Variabilidad de las precipitaciones: Las precipitaciones presentan variaciones en el espacio y en el tiempo. Las variaciones espaciales son diferentes según se trate de precipitaciones líquidas o sólidas, mientras que las temporales son del mismo tipo para ambas.

Con respecto a las variaciones espaciales, pueden enunciarse tres reglas generales: (i) son mayores en las cercanías del ecuador con respecto a los polos; (ii) son mayores en las áreas costeras con relación a las interiores de los continentes y (iii), son mayores del lado de barlovento de las montañas. Con respecto a las precipitaciones nivales, además de las anteriores que se refieren a la cantidad de agua caída, se le agrega que aumentan con la latitud y la altura del lugar.

En cuanto a las variaciones temporales se pueden dividir en dos tipos: (i) estacionales y (ii) de ciclo multianual.

Las primeras, son las ocurridas dentro de un año. Por ejemplo, si consideramos la precipitación media mensual de la ciudad de Santa

Rosa (Figura 3.2), vemos que son mayores en primavera-verano. Este comportamiento se repite para casi toda la llanura pampeana, más o menos marcadamente.

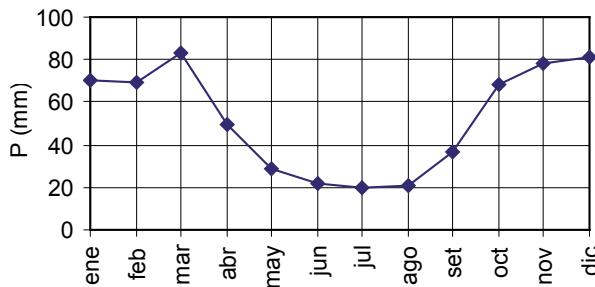


Figura 3.2. Precipitaciones medias mensuales de Santa Rosa. Fuente: Dirección de Aguas de La Pampa.

En cuanto a las variaciones plurianuales de ciclo corto, del orden de las decenas de años, consisten en la alternancia de períodos lluviosos con otros secos, cada cierto número de años. En la Figura 3.3 se representan las precipitaciones anuales de Santa Rosa para el período 1921 a 1999. Puede identificarse en ella, que aproximadamente cada 10 años se da un máximo en el monto precipitado. Más evidente resulta el mismo hecho del análisis estadístico de la serie. Aplicando medias móviles para períodos de 3 años, se obtiene la línea sinusoidal superpuesta a la anterior, en la que puede apreciarse la recurrencia de años lluviosos, con mejor definición en algunos períodos respecto a otros. En el caso ilustrado aparecen mejor definidos entre 1945 y 1957 y entre 1977 y 1986.

La existencia de variaciones de ciclo plurianual similares al anterior, pero de longitud de onda larga, superior a las cinco décadas, tropieza con el inconveniente de la corta duración de los registros pluviométricos. En la República Argentina, buena parte de Sudamérica y también en otros continentes, las precipitaciones se vienen registrando desde hace alrededor de 100 años, salvo excepciones, de manera que estas variaciones de ciclo largo en la precipitación, si es que existen, puede que aún no se hayan medido, o se las haya me-

dido solo en parte. La existencia de períodos de fluctuación de las precipitaciones de longitud de onda larga, puede probarse de varias maneras.

Una de ellas es recurriendo al análisis estadísticos de series de registro, en particular el análisis de series temporales. La ciclicidad deducida por esta vía, conlleva una cierta incertidumbre.

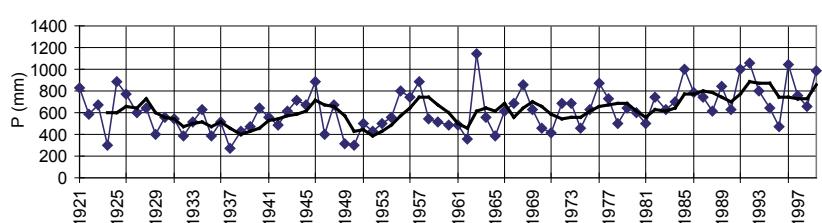


Figura 3.3. Precipitaciones anuales en Santa Rosa. Fuente: Dirección de Aguas de La Pampa. Línea delgada con marcadores: precipitación medida; línea gruesa: tendencia de medias móviles para períodos de 3 años.

Otro método utilizado con este fin, es el estudio de anillos de crecimiento en árboles. Como es sabido, el tronco de los árboles posee anillos concéntricos, cada par de los cuales corresponde a un año. El hemianillo correspondiente a la primavera-verano, época de crecimiento del árbol, tiene un espesor relacionado con la riqueza hídrica del año en que se formó. De esta manera, midiendo los espesores de los anillos de crecimiento, y correlacionando su espesor con las precipitaciones medidas en las décadas recientes, pueden reconstruirse las precipitaciones ocurridas en épocas pasadas. Esta técnica, la dendrocronología, ha alcanzado un gran desarrollo, y en situaciones favorables permite penetrar hacia el pasado varias centenas de años (en casos extremos, algunos miles).

Finalmente, una manera más aproximada para deducir la existencia de ciclos plurianuales de longitud de onda larga, es en base a documentos históricos.

Tratamiento de las mediciones de precipitación: Conseguidos los registros pluviométricos, la interpretación más elemental de los mismos consiste en calcular la precipitación media caída sobre una

zona. La manera más simple de hacerlo, es a través de la media aritmética, que resulta la menos exacta. Algo más preciso, es el trazado de líneas isohetas (líneas que unen puntos de igual precipitación), interpolando entre estaciones vecinas. Más preciso aún, es obtener la precipitación media a través de los polígonos de Thiessen.

Estos polígonos, desde el punto de vista estadístico, representan el área de peso (o área en la que puede considerarse válido) el dato medido en su centro, en este caso la precipitación. A grandes rasgos, el trazado de estos polígonos se efectúa uniendo las estaciones pluviométricas entre sí, y trazando una perpendicular por la parte media de estas líneas de unión. La intersección de estas últimas entre sí, delimita un polígono irregular, que constituye el área de peso o polígono de Thiessen de su estación central (Figura 3.4). La precipitación media sobre un área por este método, resulta de la ecuación:

$$P_m = [(S_1 \times P_1) + \dots + (S_n \times P_n)] / S$$

En la que: P_m = precipitación media; $S_1 \dots S_n$ = superficie de los polígonos 1 a n; $P_1 \dots P_n$ = precipitación en la estación central de los polígonos 1 ... n y S = suma de la superficie de todos los polígonos.

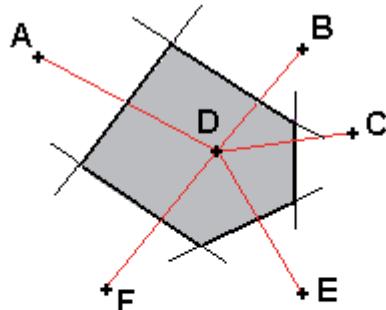


Figura 3.4. Polígono de Thiessen. A, ..., F, representan estaciones de registro. el área grisada corresponde al polígono o área de peso de la estación D.

Cuando se abordan problemas hidrológicos, con frecuencia es necesario conocer el volumen de agua de lluvia que cae sobre una zona, y no simplemente su altura. La transformación de la altura de agua caída en lámina volumétrica, se consigue simplemente multiplicando la altura por la superficie.

Cuando se trabajan datos de precipitación en tiempo real, es decir referidos a un lapso de tiempo determinado (no con valores medios), suele presentarse la situación de que un evento no sea registrado por alguna estación, ya sea por fallas instrumentales o del operador. En estos casos se puede estimar el valor que debería haber precipitado en la estación que no registró, en base a las mediciones de las tres estaciones más cercanas. Si el promedio anual de estas está dentro del 10 % del correspondiente a la faltante, la media aritmética del evento en ellas es utilizable como el registro que no se obtuvo. En caso contrario, es decir si la precipitación media anual de las tres estaciones más cercanas difiere en más del 10 % de la estación cuyo dato se quiere generar, se puede recurrir a una ponderación de esta forma:

$$Px = 1/3 \left[(Nx/Na) Pa + (Nx/Nb) Pb + (Nx/Nc) Pc \right]$$

En la que: Px = precipitación no medida en la estación x; Nx, Na, Nb y Nc = precipitaciones medias anuales en las estaciones x, a, b y c y Pa, Pb y Pc = precipitación en las estaciones a, b y c, del evento no registrado en x.

Otro inconveniente que suele presentarse cuando se analizan registros pluviométricos, deriva del cambio de ubicación del alguna estación de registro. Estos cambios de ubicación, pueden deberse a varias causas: crecimiento de una masa forestal, construcciones nuevas que cambian el entorno, traslado de la estación que registra, etc., y el problema consiste en determinar si la nueva ubicación puede considerarse continuadora de la anterior, o no.

En los Estados Unidos de Norteamérica, el Environmental Data Service, acepta una nueva ubicación de una estación pluviométrica como continuadora de la anterior, si el desplazamiento fue menor a 8 Km en el sentido horizontal y 30 m en sentido vertical.

Una manera más racional para decidir la equivalencia de una nueva ubicación con respecto a la anterior, es el análisis de doble masa. Este consiste en comparar los registros acumulados (anuales o estacionales) de la estación en cuestión, con los equivalentes de un conjunto de estaciones cercanas. Puede ocurrir que los puntos se alinien sobre una recta, o no (Figura 3.5).

En el primer caso, el cambio de ubicación de la estación x no ha afectado a los registros, y la nueva ubicación puede considerarse continuadora de la anterior.

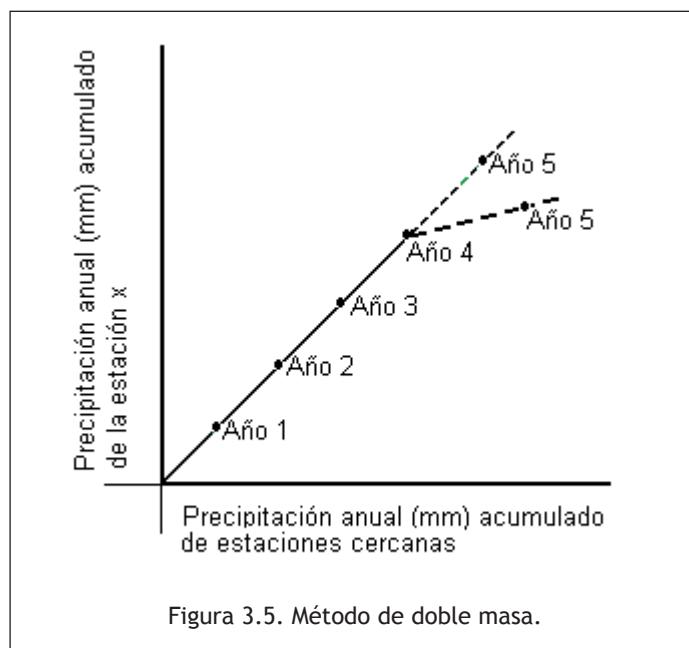


Figura 3.5. Método de doble masa.

Por el contrario, de haber una ruptura de pendiente, alguna causa no meteorológica ha influido en los registros, porque un cambio meteorológico afecta a todas las estaciones por igual y los puntos de ambas masas de agua (los de la estación x y los de las cercanas), deben alinearse sobre una recta. Si la ruptura de pendiente coincide con la fecha del cambio de ubicación, ésa es la causa, y los registros de la nueva ubicación, no pueden considerarse continuación de los anteriores. Para considerarlos, deben corregirse.

Evaporación, transpiración y evapotranspiración

La **evaporación** es el paso del agua de la fase líquida a la gaseosa. Se produce desde las gotas de lluvia durante la misma, desde las superficies de agua libre, tal como la de los lagos y lagunas, desde el suelo y desde las hojas de los vegetales.

La **transpiración** es un proceso fisiológico de los vegetales, por el cual transfieren agua en forma de vapor a la atmósfera. El agua es absorbida por las raíces, y penetra en la masa viva por una presión osmótica que trata de equilibrar los contenidos salinos del agua en el interior de la raíz y en el medio que esta explora. Dentro de los tejidos vegetales el agua asciende hasta las hojas, en las que ocupa espacios intercelulares y los estomas. Estos últimos son aberturas microscópicas por las que ingresa aire, del cual la planta toma el CO₂ para, por medio de la fotosíntesis, combinarlo con agua, formando los carbohidratos que constituyen sus tejidos vivos. El espacio que ocupa el aire en los estomas, es cedido por el agua que es eliminada (transpirada) por la planta. De manera que en este proceso se consume agua por dos vías: (i) la incorporada a los carbohidratos por medio de la fotosíntesis y (ii) la desplazada por el aire penetrando en los estomas. Esta segunda alícuota es muy superior (hasta 800 veces) con respecto a la primera.

La **evapotranspiración** puede definirse como la cantidad de agua que pasa a la atmósfera en forma de vapor, por evaporación directa desde el suelo y las hojas, más la transpirada por los vegetales. Este concepto se ha introducido, porque es muy difícil, sino imposible, medir o calcular individualmente sus componentes.

Factores que afectan a la evaporación, transpiración y evapotranspiración: Los factores ambientales que condicionan la cuantía de la evaporación, se pueden agrupar en dos conjuntos: los de tipo meteorológico y los propios de la superficie evaporante.

Dentro de los primeros, debe mencionarse a la radiación solar, debido a que la evaporación consume calor, calor que es obtenido desde la radiación solar, la que, por otra parte, determina la temperatura del aire y por lo tanto su capacidad para contener agua al estado de vapor. En segundo término, la velocidad del viento, por cuanto a medida que el aire incorpora agua se acerca a su punto de saturación,

de manera que para que el proceso continúe en toda su potencialidad, debe existir un mecanismo que renueve la masa de aire en contacto con la masa evaporante. Finalmente, muy relacionado con los anteriores, influye sobre los montos evaporados y transpirados el contenido de humedad del aire, dado que si el mismo se satura con agua, el proceso se interrumpe.

Cuando se trata de evaporación desde lagos, los factores enumerados son más decisivos en los poco profundos, porque a medida que la profundidad aumenta la masa de agua es de mayor volumen y puede almacenar calor.

Medida y cálculo de la evaporación y evapotranspiración: Se puede obtener una medida de la evaporación equivalente al agua evaporada desde superficies de agua libre, por medio de tanques evaporimétricos. En nuestro país es de uso común el tanque tipo A, un depósito normalizado circular, construido con chapa de hierro galvanizado, de 1225 mm de diámetro y 255 mm de altura, que se instala sobre una superficie de madera. Este tanque se llena con agua, y se controla su descenso. Tomando alguna precauciones elementales, tal como descontar el agua ingresada al depósito por lluvia, el valor de evaporación medido es proporcional al agua perdida por evaporación en un cuerpo de agua natural. En la Tabla 3.1 se indican valores de evaporación en este tipo de tanques, para algunas localidades.

La experiencia demuestra que la evaporación desde un tanque tipo A, es superior a la realmente ocurrida en un cuerpo de agua natural. Ello se debe a la advección de calor producida por las paredes metálicas del depósito. Asimismo, investigaciones específicas han demostrado que la evaporación desde un cuerpo de agua libre natural, es proporcional a la que se mide en estos tanques. El factor de proporcionalidad, conocido como factor oasis, varía entre 0.6 y 0.8, según la mayoría de los autores, y es específico de cada sitio. De manera que puede escribirse:

$$Ev = k E_{TA}$$

en la que Ev = evaporación desde una superficie de agua libre; k = factor oasis y E_{TA} = evaporación medida en un tanque tipo A.

La transpiración puede medirse en laboratorio, pero sus valores no son aplicables en el campo de la hidrología, ya que solamente son útiles en el de la fisiología vegetal. En unos pocos casos se han efectuado mediciones a escala de campo, comparando balances hídricos de un área vegetada a la que se quitó la cubierta vegetal, uno calculado para el estado original, y el segundo luego de quitarse la vegetación. Además de la incertidumbre de los valores obtenidos en los balances, sin duda no se trata de un método práctico.

Tabla 3.1. Valores de evaporación en tanque Tipo A.

LOCALIDAD	PERÍODO	EVAPORACIÓN	FUENTE
Gral. Pico	1972/1983	1333.5 mm	INTA
Anguil	1980/1985	1470.0 mm	INTA

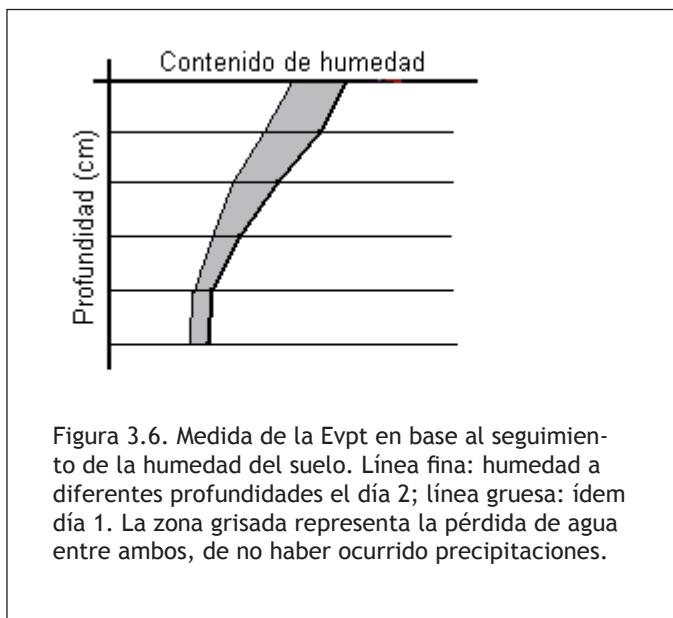
Esta limitación, sumada al hecho de que junto a la transpiración se produce evaporación desde las hojas y el suelo, llevó a la introducción del concepto de evapotranspiración. Esta última, puede medirse o calcularse. Las medidas de evapotranspiración, en general, pueden efectuarse de tres maneras diferentes.

En primer lugar, con evapotranspirómetros. Estos dispositivos contienen un bloque de suelo sobre el que se siembra la vegetación típica de la zona cuya evapotranspiración se quiere medir. El bloque se riega tratando de mantenerlo con un contenido de humedad cercano a la capacidad de campo. Lógicamente, la cantidad de agua que se debe reponer, es la transferida a la atmósfera por evapotranspiración. Los valores obtenidos de esta manera son útiles para las zonas húmedas, en las que el suelo normalmente tiene un contenido de humedad alto, no así para las áridas en las que no se da esta situación.

Los lisímetros, otro tipo de instalación para medir evapotranspiración, son esencialmente iguales a los anteriores, pero miden el cambio de humedad en el suelo. De esta manera, sus resultados son útiles tanto para zonas húmedas como áridas. Su principal desventaja es que su instalación es costosa.

Finalmente, la evapotranspiración puede medirse en parcelas experimentales. Este método se basa en el seguimiento del perfil de humedad del suelo, ya sea mediante la toma periódica de muestras en las que se determina su contenido de agua, o midiendo el mis-

mo con algún instrumento adecuado. En la Figura 3.6, se representa esquemáticamente la medida de la evapotranspiración por esta vía, entre dos observaciones consecutivas. La línea del extremo derecho representa el contenido de humedad medido sobre muestras de suelo a diferentes profundidades un día determinado. La línea del extremo izquierdo, hace lo propio deducido a partir de un segundo muestreo, con posterioridad. La pérdida de agua entre una medición y la siguiente, representada con un grisado, de no haber ocurrido precipitaciones entre la primera y la segunda determinaciones de humedad, indican el agua incorporada a la atmósfera por el proceso evapotranspiratorio.



En realidad, la evapotranspiración raras veces se mide. Lo más frecuente es que se recurra a su cálculo. Algunas maneras de hacerlo se centran en el análisis del microclima del área de interés. Estos métodos, que de manera genérica han sido denominados teóricos, requieren una gran cantidad de datos, tales como temperatura del aire, velocidad del viento y contenido de agua atmosférico a distintas alturas desde el suelo, etc., datos de los que generalmente se carece. Por ello estos métodos de cálculo teóricos, tienen valor para comprender el proceso, pero no son aplicables a escala de campo.

No obstante lo anterior, en la ex URRS se ha desarrollado una metodología para calcular la evapotranspiración, el método de Budyko, que cabría calificar como método teórico. Fue aplicado a la estimación de los recursos hídricos de los continentes en el balance hídrico mundial. Sobre el mismo se volverá en el capítulo 11, al tratar la hidrosfera a nivel continental.

Finalmente, los métodos más difundidos y usuales para el cálculo de la evapotranspiración, se basan en la aplicación de fórmulas empíricas. Estas estiman la evapotranspiración a partir de datos climáticos y dan la evapotranspiración potencial, es decir, el agua que se evapotranspiraría si hubiera agua suficiente para evapotranspirar, situación que no siempre se da. Si bien los resultados obtenidos por este medio tienen error, su uso es muy difundido porque son prácticas, rápidas y económicas.

Se han ideado numerosas fórmulas empíricas. Las de uso más común en nuestro país se mencionan a continuación, junto a comentarios sobre su utilidad. Cabe señalar que por lo general, debe recurrirse a una u otra no porque sea la más indicada, sino en base a la información de que dispone para aplicarla.

Tal vez, la de uso más difundido sea la de Thornthwaite. Esta se basa en la temperatura media mensual, la duración del día (que a su vez es una función de la latitud) y la duración del mes. La fórmula respectiva es:

$$ETP = 16 (10 t / I)^a K$$

En la que: ETP = evapotranspiración potencial en mm/día; t = temperatura media mensual; I = índice calórico anual, que a su vez es la suma de los índices calóricos mensuales, y estos, $i = (t / 5)^{1.514}$; $a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 1972 \times 10^{-5} I + 0.49239$ y K = N/12 x d/30 x d, en donde N = número de horas de sol y d = número de días del mes.

La estimación de la evapotranspiración potencial con esta metodología es muy simple a pesar de su aparente complejidad. Da valores aceptablemente correctos para zonas húmedas, pero no así para zonas áridas. No obstante ello su uso es frecuente porque requiere un único dato climático, la temperatura media mensual.

Trabajos recientes en la llanura pampeana apuntan a demostrar que más precisa que la anterior es la desarrollada por Pennan. El inconveniente para su uso más difundido estriba en que requiere la información de una estación meteorológica completa, información de la que, salvo casos puntuales, se carece.

Una tercera fórmula empírica para el cálculo de la evapotranspiración, en este caso la real (no la potencial como en las anteriores), es la de Turc. En ella

$$ETR = P / [0.9 + (P^2 / L^2)]^{1/2}$$

En la que: P = precipitación anual y L = poder evaporante de la atmósfera, que a su vez es $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$, donde T = temperatura media anual del aire. La experiencia indica que los valores obtenidos con esta fórmula en zonas áridas, son más bajos que los reales. Por otra parte, el hecho de que obtenga un valor anual, limita su utilidad.

Por último, de entre las numerosas fórmulas empíricas para el cálculo de la evapotranspiración, la de Blaney-Criddle la obtiene (en mm/mes) por medio de la fórmula

$$ETP = K p [(45.7 t + 813)]/100$$

En la que ETP = evapotranspiración potencial en mm/mes; K = coeficiente de vegetación; p = porcentaje de horas de sol sobre el total anual y t = temperatura diaria media del mes. En cuanto al coeficiente K , está tabulado para diferentes cultivos en varios estados vegetativos. Por esta razón es una metodología utilizada principalmente en agronomía, para estimar la cantidad de agua necesaria para un cultivo.

Es de hacer notar que cualquiera sea la fórmula que se utilice para calcular la evapotranspiración, el valor obtenido es puntual, es decir, representativo de la localidad para la que se la calculó. Para extender su validez regionalmente, debe recurrirse a interpolación entre varios puntos, de manera similar a como se lo hace para la evaluación de las precipitaciones.

Finalmente, una técnica muy novedosa y reciente para el cálculo de la evapotranspiración, que mide no sólo su variación en el tiempo, sino también en el espacio, se basa en la resolución del balance de energía a nivel del suelo. Este método requiere de las mismas variables meteorológicas necesarias para utilizar la ecuación de Pennan, y adicionalmente, la temperatura del suelo. Esta última se obtiene de imágenes satelitales, y como son representativas de la misma para el píxel de la imagen que se utiliza, la evapotranspiración calculada es válida para todo el píxel. De manera simplificada se aplica la ecuación:

$$\text{Evpt} = a \text{ Ts} + b$$

En la que Evtr = evapotranspiración; Ts = temperatura del suelo y a y b , son parámetros específicos del lugar que dependen de la radiación solar y los efectos de las condiciones meteorológicas sobre el sitio, respectivamente.

Con esta metodología, para la cuenca del arroyo Azul en la provincia de Buenos Aires se han calculado valores de entre menos de 2 y 7 mm/día, con una media semanal de 4,5 mm/día, y un error de $\pm 0,4$ mm/día. Sin dudas en un futuro cercano, puede esperarse una generalización en su uso.

Bibliografía específica

- RIVAS, R., V. CASELLES y E. USUNOFF (2002). *Reference evapotranspiration in the Azul River basin, Argentina*. XXXII International Association of Hydrogeologists y VI ALHSUD Congress, p 693:700. Mar del Plata.
- RUSCIO, Juan C. (1982). *Medidas del equivalente de agua en la cubierta nevada*. Agua y Energía Eléctrica S.E., 9 p. Buenos Aires.
- (1984). *Estudios nivológicos entre los paralelos 31º y 38º de la cordillera de los Andes Argentinos*. Agua y Energía Eléctrica S.E., 13 p. Buenos Aires.
- USUNOFF, E., M. VARNI, P. WEINZETTEL y R. RIVAS (1999). *Hidrogeología de grandes llanuras: la pampa húmeda argentina*. Instituto Geológico Minero de España, Boletín, Volumen 110-4, p 47:62. Madrid.

4

Capítulo IV

El agua en el suelo

4

Introducción

Este capítulo se ocupará de los procesos que afectan al agua cuando la misma ingresa a la parte más superior de la corteza terrestre, a la que se conoce como suelo. En realidad este término tiene distinto significado según quién lo utilice. Así por ejemplo, en ingeniería civil por suelo se entiende el material que debe soportar una estructura (un edificio, por ejemplo), sin importar que la fundación del mismo esté en la superficie o por debajo de ella, ni el material que lo constituye. Desde un punto de vista agronómico, por suelo se entiende el tramo de terreno que contiene a las raíces de los vegetales, y que está modificado con respecto al material original, precisamente por la presencia de los vegetales. Finalmente, una definición un tanto más general y abarcativa, entiende por suelo la parte más superior de la corteza terrestre, en alguna medida modificada por la presencia de vida (vegetal y animal) y la dinámica del agua en su masa. Esta última es la que se acepta como válida para comprender los procesos que allí ocurren con el agua, sin pretender que sea la única aceptable.

Para precisar algo más sobre el espacio físico que comprende el suelo, desde un punto de vista agronómico el mismo se refiere a la profundidad de actuación de las raíces. Si bien algunos vegetales penetran con ellas varios metros, el grueso de la masa radicular se encuentra a menos de 1 m de profundidad, y desde allí extraen el agua necesaria para su desarrollo. Desde la óptica de la hidrología, es más adecuado considerar como suelo el espacio comprendido entre la superficie y el nivel freático (ver capítulo 7), es decir, la profundidad a que se encuentra el agua subterránea. Así lo reconocen algunos au-

tores, aunque todos aceptan que la mayor dinámica se produce en los 1 ó 2 m superiores.

Incorporación de agua al suelo

La principal fuente de abastecimiento de agua del suelo, la constituyen las precipitaciones. Existen otras, como ser flujos horizontales de humedad e infiltración desde cuerpos de agua superficial tales como los lagos, y desde los lechos de los ríos, pero son de importancia secundaria y localizada.

El agua precipitada, antes de alcanzar el suelo es interceptada por la cubierta vegetal. Es importante remarcar la intercepción, por cuanto las medidas de lluvia se efectúan, como se ha visto, evitando todo tipo de intercepción, incluida la de los vegetales. El agua interceptada por ellos, en parte alcanza el suelo con posterioridad a la tormenta y en parte retorna a la atmósfera por evaporación desde las frondas. En la tabla 4.1 se presentan, a modo ilustrativo, los porcentajes de lluvia interceptada por diferentes tipos de coberturas. A manera de síntesis, puede generalizarse que los porcentajes interceptados varían entre un 30 - 40 % para coberturas vegetales con árboles de gran porte como los que componen un bosque, hasta alrededor del 3 - 5 % para coberturas de pastizales poco densos. Obviamente, cuando la superficie del suelo está desnuda, la intercepción es cero.

Además de las plantas, colaboran en la intercepción los restos de las mismas (hojas, ramas, etc.), que yacen inmediatamente por arriba de la superficie del suelo. Esta alícuota interceptada, en parte retornará a la atmósfera por evaporación, y en parte quedará disponible para infiltrarse con posterioridad a la tormenta.

Tabla 4.1. Porcentajes de intercepción por cobertura vegetal.

COBERTURA	% DE INTERCEPCION	FUENTE
Bosque de Caldén	25 % (monte abierto) 42 % (bajo copas)	Losada, D. Et al., 1983.
Arbustal	9 al 20 % (12 % más frecuente)	
Pastizal	5 al 14 % (6 % más frecuente)	Branson, F.A., et al., 1972
Desechos de Pastizal	2 al 9 % (4 % más frecuente)	

Como se ha expuesto al explicar el ciclo hidrológico en el capítulo 1, el agua precipitada que alcanza el suelo (no el total de agua caída), se distribuye por tres vías diferentes: una retorna a la atmósfera por evaporación y transpiración, otra escurre sobre la superficie, y una tercera se infiltra, penetrando debajo de la superficie. Con respecto a esta última, son varios los factores que determinan su cuantía, y serán analizados a continuación.

En primer lugar se debe mencionar a la pendiente del terreno. En general, a medida que la pendiente es mayor, la infiltración será menor, por cuanto el agua tenderá a escurrir. El factor pendiente está estrechamente ligado con otros dos: la cobertura vegetal y la capacidad de infiltración del suelo. La cobertura vegetal a medida que es más densa se opone al escurrimiento y por lo tanto hará que la alícuota infiltrada sea mayor. En cuanto a la capacidad del suelo para incorporar agua, cuando mayor sea, mayores serán las posibilidades de que el agua se infiltre, escapando al escurrimiento y la evaporación.

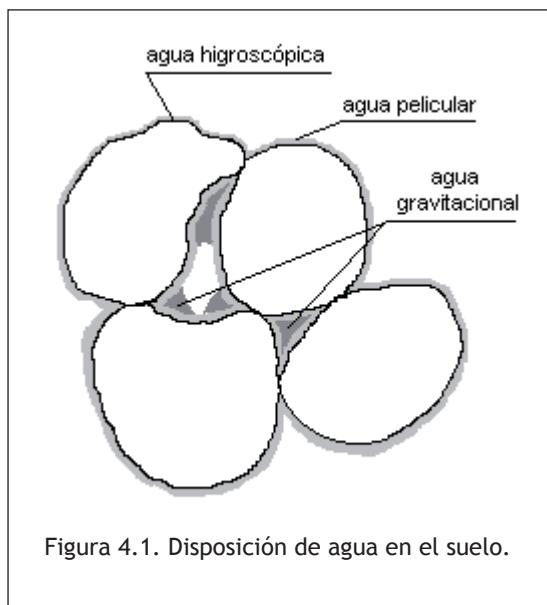
Las capacidades de infiltración de los suelos varían, principalmente con el tamaño de los granos y la presencia de estructuras superficiales tales como grietas. Se mide en mm/hora, y en la bibliografía se informan valores comprendidos entre 30 y casi 0 mm/hora.

Finalmente, con relación a la cantidad de agua de lluvia que puede infiltrarse, son determinantes de la misma tres propiedades de las precipitaciones. En primer lugar, la intensidad de las mismas, ya que si la intensidad (que también se mide en mm/hora) es menor que la capacidad de infiltración, el suelo está en condiciones de incorporarla a su masa en su totalidad. Por el contrario, si la intensidad de la precipitación es mayor que la capacidad de infiltración, inevitablemente parte de ellas o se almacenan en la superficie formando encharcamientos, o escurren a favor de la pendiente. También tiene su incidencia en el monto infiltrado el tipo de precipitación: cuanto estas son sólidas (nieve o granizo), permanecen más tiempo en contacto con el suelo y tendrán mayor oportunidad de infiltrarse. Finalmente, como la infiltración es mayor durante los primeros minutos del proceso si el suelo está seco, cuando menos frecuentes sean las tormentas, mayor será la infiltración.

Como puede verse en la Figura 4.1, el agua que penetra en la masa del suelo se dispone de tres maneras diferentes.

En primer lugar, alrededor de cada grano de suelo (un grano de arena si el suelo es arenoso o un agregado de partículas tamaño arcilla si es arcilloso), se forma una película que constituye la denominada **agua higroscópica o humedad higroscópica**. La misma está adherida a la superficie del grano por fuerzas electrostáticas superiores a la fuerza de la gravedad y a la capacidad de absorción de los vegetales. Tiene un espesor de algunos micrones.

Por arriba de la anterior, se encuentra una segunda película de agua, conocida como **agua pelicular**. Esta se adhiere a las partículas de suelo por fuerzas de tensión superficial, superiores a la fuerza de la gravedad, pero inferiores a la capacidad de absorción de los vegetales. El espesor de esta película varía en el tiempo, alcanzando su máximo luego de una precipitación de monto suficiente, y se reduce paulatinamente a partir de la misma, porque es el agua que pueden extraer los vegetales para mantener su ciclo vital.



Finalmente, dentro de un suelo puede encontrarse **agua gravitacional** en los poros. Esta agua circula hacia abajo por acción de la fuerza de la gravedad, y se puede encontrar durante una lluvia o hasta pocos días después de ella, debido a que, como está sujeta a la atracción gravitatoria, desaparece del nivel que se está observando. Y

hacia adonde va? Va a reconstituir el agua higroscópica y pelicular del nivel del suelo que está por debajo, y así sigue circulando hacia abajo hasta, eventualmente, si hay agua gravitacional en cantidad suficiente, incorporarse a una capa de agua subterránea o acuífero, tema que se desarrolla en el capítulo 7.

Teniendo en cuenta lo anterior, se puede decir que la infiltración está compuesta de dos partes: la infiltración profunda, que alcanza un acuífero, y la infiltración poco profunda, que queda retenida por la masa del suelo y es consumida por los vegetales. De manera que puede escribirse:

$$I_{\text{total}} = I_{\text{profunda}} + I_{\text{poco profunda}}$$

Propiedades del suelo en relación al agua

Los suelos se comportan de diferente manera cuando en ellos penetra agua. Esto se debe a que sus componentes, textura, perfil, etc., son distintos, y en consecuencia serán distintas sus propiedades hídricas.

En primer lugar debe mencionarse a la **capacidad de campo (Cc)**. Esta se puede definir como la cantidad de agua que un suelo retiene luego de saturarse (llenado sus poros), con agua, y dejando que drene libremente durante dos días. Se puede entender mejor su significado apelando a un experimento sencillo. Si a un recipiente con suelo, una maceta de jardín por ejemplo, se le agrega agua y se recoge por la parte inferior lo que el suelo deja escurrir, se verá que la cantidad recogida es menor que la que se agregó. Esto ocurre porque el suelo contenido en el recipiente retuvo parte del agua. Esta es la Cc, y el agua retenida es la suma de las películas de agua higroscópica y pelicular, mientras que la drenada corresponde al agua gravitacional.

En agronomía son de uso frecuente otros dos conceptos relacionados con los anteriores: **punto de marchitez** y **agua útil**. Por punto de marchitez se entiende el contenido de agua de un suelo, con el cual una planta se marchita por falta de ella. En realidad, en este caso el suelo aún contiene agua, pero la planta no puede extraerla. Recordando como se dispone el agua en un suelo, se puede aceptar

que el punto de marchitez se corresponde aproximadamente con el agua higroscópica. Por agua útil, en la ciencia agronómica se indica la cantidad de agua en un suelo que está disponible para los vegetales. En resumen, puede decirse que la Cc está compuesta por el agua higroscópica más el agua pelicular, y desde un punto de vista práctico, que ellas se corresponden aproximadamente con el punto de marchitez y agua útil.

La Cc se puede medir, y los resultados se expresan como % en peso de suelo seco, o como mm/m. Con respecto a la primera de las unidades, si se dice que un suelo determinado tiene una Cc del 10 %, y la densidad del mismo es de 1.3 Tm/m³, tal suelo podrá retener 130 litros de agua por cada metro cúbico de material. Con respecto a la segunda forma de expresión, si un suelo posee una Cc de 220 mm/m, ello significa que puede retener una lámina de agua de 220 mm de espesor, por cada metro de profundidad. Los valores anteriores corresponden, el primero a un suelo desarrollado sobre médanos (ustipsam) y el segundo a un suelo franco limoso.

Por supuesto, es posible pasar de una forma de expresión de la Cc a otra, para lo cual se necesita conocer la densidad del suelo.

Una segunda propiedad hídrica de los suelos, es la **capacidad de infiltración**. A ella ya se hizo referencia. Es una medida de la cantidad de agua por unidad de tiempo, que un suelo permite penetrar en su masa. Se expresa normalmente en mm/hora.

Finalmente otra propiedad hídrica de los suelos, es la **permeabilidad**. Por esta se entiende la propiedad de algunos medios porosos de permitir la circulación de fluidos. Con relación a un suelo, pueden diferenciarse dos permeabilidades.

Por un lado, la permeabilidad del medio saturado, es decir la que regula la circulación del líquido cuando los poros están llenos con agua. Como se vio al detallar el proceso de infiltración, en el suelo tal circulación ocurre cuando está saturado con agua gravitacional, situación que es intermitente y esporádica. Sobre la permeabilidad del medio saturado se volverá en el capítulo 7, hidrogeología, porque es en ese espacio que cobra un papel protagónico. Se puede cerrar este aspecto, indicando que en edafología se califica cualitativamente a los suelos como bien, regular o mal drenados, aludiendo a su permeabilidad con el medio saturado.

En un suelo, mucho más importante que la anterior es la permeabilidad del medio no saturado, es decir, con agua en sus poros, pero sin ocupar completamente el espacio poral. Es más importante porque esta es la situación más común en que se encuentra un suelo. Es mucho más compleja que la anterior, porque además de la fuerza de la gravedad (única actuante con el medio saturado), en esta situación actúan fuerzas capilares, electrosmóticas, electrostáticas, etc., y están presentes dos fluidos en el espacio poral: agua y aire, este último a su vez, con tenores variables de vapor de agua, según la temperatura del medio.

La comprensión del movimiento del agua en un medio no saturado, requiere introducir dos conceptos adicionales: succión e histéresis.

La **succión** es una presión negativa, resultante de que el aire poral está a la presión atmosférica mientras que el agua está a una presión menor. La succión es directamente proporcional al estado de saturación: casi nula cercana a este punto, y elevada para tenores bajos de humedad.

Por **histéresis** se entiende la particularidad de los suelos de que se humectan de diferente manera a como se secan. Se la denomina así por semejanza con la propiedad de los materiales diamagnéticos, que se magnetizan de una forma y se desmagnetizan de otra. La histéresis en los suelos, físicamente se manifiesta en el hecho de que la succión será diferente si el suelo se está humectando o secando.

La permeabilidad del medio no saturado, es una función de la succión e histéresis de un suelo, y varía, además, con el contenido de humedad del mismo. Al igual que para el caso de la saturación, esta permeabilidad es la que regula los movimientos del agua en esas condiciones, pero en este caso el movimiento es desde las zonas de mayor potencial a las de menor potencial (es decir de las más húmedas a las menos húmedas), por lo cual el movimiento puede tener cualquier sentido, incluso puede ser en contra de la gravedad, o sea, desde abajo hacia arriba. Al estado actual del conocimiento, pueden estimarse los movimientos del agua en el medio no saturado, cuando el material clástico no es activo, tal como la arena, y para contenidos de agua no muy bajos.

Balance hídrico a nivel del suelo

Por balance hídrico se entiende la cuantificación del ciclo hidrológico, en un espacio definido. Se desarrollará con mayor amplitud en el capítulo 8. En esta sección, por balance hídrico a nivel del suelo, se entiende la cuantificación del ciclo que cumple el agua dentro del mismo. Estos balances son de mucha utilidad en agronomía, hidrogeología y la hidrología en general.

En la década de 1950, se introdujeron los balances hídricos a nivel del suelo seriados, normalmente conocidos de manera abreviada como balance hídrico seriado (BHS), y que suelen confundirse con el balance hídrico de una cuenca. Estos BHS consisten en el cálculo del contenido de humedad del suelo para períodos de 1 día, 1 semana o mayores, con las siguientes premisas:

- 1.- se comienza aceptando que en el primer día de cálculo, el suelo contiene agua en una cantidad igual a la Cc. Se ha demostrado que calculando este balance con uno o dos años de anterioridad al período que interesa, esta asunción no introduce error.
- 2.- la evapotranspiración potencial del período (día, semana o el que fuere) se calcula por medio de cualquiera de las fórmulas empíricas usuales (Thornthwaite, Pennan, etc.), según los datos hidroclimáticos de que se disponga o la que mejor responda a la evapotranspiración del lugar. Así resultarán los BHS según Thornthwaite, Pennan, etc.
- 3.- si el valor de la evapotranspiración potencial es menor que la cantidad de agua almacenada en el suelo, se considera que la evapotranspiración real es igual a la potencial.
- 4.- por el contrario, si la evapotranspiración potencial es mayor que la cantidad de agua almacenada en el suelo, la evapotranspiración real se hace igual a ésta.
- 5.- si en un período cualquiera se producen precipitaciones, estas incrementan el agua almacenada en el suelo, hasta la Cc. Las precipitaciones que exeden la Cc, se incorporan como agua gravitacional y salen del tramo de suelo que se está considerando.
- 6.- en cada período que se considere (el paso del balance), se produce un cambio de almacenamiento de agua en el suelo, resultado de la suma algebraica de la humedad final del período anterior,

al que se le suman las precipitaciones, si las hubo, y se le resta la evapotranspiración real, obteniéndose el nuevo contenido de humedad.

En la Tabla 4.2, se presenta un ejemplo hipotético, que ayudará a comprender lo anterior. En la misma puede apreciarse que en el período inicial de cálculo, indicada como “0”, el suelo posee el almacenamiento máximo, 120 mm. Para el período siguiente la evapotranspiración potencial es de 10 mm. Como el suelo tiene almacenada agua suficiente para satisfacerla, la evapotranspiración real se considera igual a la potencial. A su vez, en el período hubo precipitaciones que totalizaron 3 mm. Por lo tanto la variación de almacenamiento para este período será:

$$\text{Variación de Almacenamiento} = 3 \text{ mm} - 10 \text{ mm} = -7 \text{ mm},$$

y el nuevo estado de humectación del suelo:

$$\text{Almacenamiento} = 120 \text{ mm} - 7 \text{ mm} = 113 \text{ mm}$$

El segundo período del balance se calcula de manera idéntica al anterior, pero en este caso, al no haber habido precipitaciones, la variación de almacenamiento es igual a la evapotranspiración real y el almacenamiento de agua al final del período, resulta de restar la misma al almacenamiento anterior.

Tabla 4.2. Balance Hídrico Seriado a Nivel del Suelo.

PERIODO	0	1	2	...	n - 1	n	...	m - 1	m
Evpt. Potencial	--	10	11		--	30		--	15
Evpt. Real	--	10	11		--	20		--	15
Precipitación	--	3	--		--	--		--	45
Var. Almacenamiento	--	-7	-11		--	-20		--	30
Almacenamiento	120	113	102		20	0		110	120
Agua Gravitacional	--	--	--		--	--		--	20

NOTAS: Cc = 120 mm/m. Profundidad considerada = 1 m.

Otra situación que puede darse, es la idealizada con los días n-1 y n. En ella, el período n-1 finaliza con 20 mm de lámina de

agua almacenada en el perfil. Si el período siguiente tiene una evapotranspiración potencial de 30 mm, y no se producen ingresos por precipitaciones, la evapotranspiración real será igual a la cantidad de agua almacenada, 20 mm, porque si bien las condiciones atmosféricas admitirían la evapotranspiración de 30 mm, el suelo no los tiene. Al final del período n, el suelo quedará sin agua almacenada.

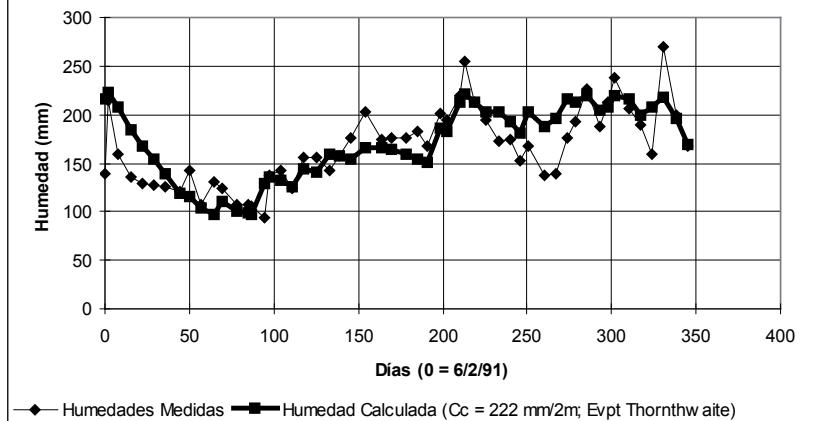
Finalmente, una tercera posibilidad, es la que se esquematiza con los períodos m-1 y m. Al final del período m-1 se llega con una lámina almacenada equivalente a 110 mm. El período siguiente, m, tiene una evapotranspiración potencial de 15 mm, y en él se producen precipitaciones de 45 mm. Por lo tanto, La variación de almacenamiento será:

$$\text{Variación de Almacenamiento} = -15 \text{ mm} + 45 \text{ mm} = +30 \text{ mm}$$

Es decir, el suelo incorpora una lámina de 30 mm, pero como su Cc es de 120 mm, 10 mm permanecerán en el perfil, y los 20 mm restantes gravitarán hacia horizontes inferiores.

En la Figura 4.2, se grafica un caso real. Con línea de trazo fino se representa la variación del contenido de humedad en el perfil del suelo durante un año, medida con una frecuencia semanal. Con línea de trazo más grueso, la humedad calculada mediante un BHS con la evapotranspiración de Thornthwaite.

Figura 4.2. Perfil de humedad del suelo de 0 a 2 m. Villa Parque (Santa Rosa, La Pampa). Tomado de Giai y Mariño, 1993.



Puede verse en el gráfico que la humedad calculada acompaña las tendencias de variación, pero no reproduce con exactitud los cambios producidos. Este desvío se debe básicamente a dos causas. Por un lado, ninguna estimación empírica de la evapotranspiración es exacta, y, en segundo término, la metodología del BHS supone que todos los suelos se comportan de la misma manera, es decir, que tienen los mismos valores de succión e histéresis, lo cual no es cierto.

Estas últimas imprecisiones en parte han sido superadas mediante la introducción de un factor que afecta los contenidos de humedad calculados, para tres tipos diferentes de suelo. No obstante, si bien el BHS es una muy buena herramienta para modelar el proceso, no lo reproduce totalmente.

El transporte de solutos en el suelo

Como se indicó en el capítulo 2, hidroquímica, en el suelo se da una importante actividad química. Por una parte, el agua de infiltración al cargarse con CO_2 , disuelve material, y lo traslada hacia niveles inferiores. Cuando se trata de áreas en las que la infiltración alcanza la capa freática (áreas de recarga), es muy común el lixiviado o transporte en solución de Ca^{++} hacia la capa de agua subterránea.

El proceso inverso, es decir el transporte en solución desde abajo hacia arriba, se da como consecuencia del movimiento con el medio no saturado y es particularmente intenso en áreas en las que el nivel del agua subterránea está cercano a la superficie, lo suficiente como para que la franja capilar quede al alcance del proceso evapotranspiratorio. Así, al retornar agua a la atmósfera, se depositan cerca de la superficie las sales que el agua pelicular tiene disueltas. Este es el origen de las eflorescencias salinas en áreas con el nivel de las aguas subterráneas cercana a la superficie.

La dinámica edáfica en la formación de suelos

Para comprender integralmente la importancia y magnitud de los movimientos a que está sujeta el agua en el primer metro o poco más de profundidad desde la superficie, es interesante destacar que

contribuye de varias maneras a la formación del suelo, desde el punto de vista edáfico.

En primer lugar participa en la meteorización del material original (roca madre) sobre el que se desarrolla el perfil del suelo. La meteorización causada por el agua edáfica es tanto física, como ser la desagregación mecánica por congelamiento y deshielo, como química, particularmente a través de la hidrólisis de materia mineral.

En segundo término, contribuye a la formación de materiales edáficos generados en el suelo, tales como el humus, a partir de materia orgánica, y, de acuerdo a algunos autores, arcillas, éstas a partir de feldespatos.

Finalmente, la dinámica del agua en el suelo, es primordial para la diferenciación de los horizontes edáficos, al actuar como vehículo de transporte de materiales desde un nivel hacia otro.

Tal es la importancia de la presencia, dinámica y cantidad de agua en un suelo para su formación, que se traduce en que la clasificación de los mismos tenga en cuenta el régimen de humedad a que está o estuvo sometido el suelo, distinguiendo seis categorías, desde un régimen perácuico, con el suelo siempre inundado, hasta los regímenes tórrido y arídico en el otro extremo, en los que los suelos están secos la mayor parte del año.

Bibliografía específica

- BRANSON, F.A., G.F. GIFFORD y J.R. OWEN (1972). *Rangeland Hydrology*. Society for Range Management, Range Science Series N° 1, 84 p. Denver (Colorado).
- GIAI, S. B. y E. MARIÑO (1993). *Comportamiento de la humedad en un suelo de médano*. Vas. Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales. Actas, II:32-37. Santa Rosa.
- LOSADA, D., L. ORQUIN, M. DELGADO, E. GABUTTI y J. BERTÓN (1983). *Intercepción de las precipitaciones y su distribución en una comunidad de bosques de caldén (Prosopis caldenia BurK)*. Revista IDIA, Suplemento 36, 115:119. Buenos Aires.

5

Capítulo V

El agua en la superficie:
Ríos

5

Introducción

Las aguas superficiales representan solamente el 1 % de las aguas continentales, a pesar de lo cual han recibido un tratamiento muy amplio, superior al desarrollado para otros tipos de presentación más voluminosos. Este capítulo se ocupará del agua que escurre sobre la superficie, formando arroyos y ríos. La rama de la hidrología que se involucra con ellos es la potamología.

Los ríos son corrientes de agua que discurren sobre la superficie dentro de un cauce, por lo general inserto a su vez dentro de un valle. Tienen una importancia geográfica protagónica, más allá del aprovechamiento que pueda hacerse de su agua, por cuanto además sirven de límite entre jurisdicciones, como vía de comunicación, de barrera para la difusión espontánea de especies de fauna silvestre, etc. Desde el punto de vista del drenaje que efectúan en el espacio en que se desarrollan, pueden distinguirse tres tipos de áreas o regiones.

Las **exorreicas** son aquellas en las que el drenaje efectuado por un río y sus afluentes, desemboca en el mar. En las **endorreicas**, por su parte, el desagüe tiene como destino final un lago o salina interior de los continentes. Finalmente, las **áreas arreicas**, son las que carecen de un sistema hídrico superficial que evacúe las aguas por escurrimiento.

En el capítulo siguiente, se tratarán los cuerpos de agua superficial, lagunas y lagos.

Concepto de cuenca

El uso de término cuenca ha sido un tanto amplio, ya que se lo utiliza en geología (cuenca sedimentaria, estructural, etc.), en hidrolo-

gía (cuenca vertiente, cuenca activa, etc.) y hasta para indicar el área de influencia del alguna actividad económica, como es el caso, por ejemplo, de las “cuenca lecheras”. Por esta razón es conveniente, cuando se utiliza el término, se aclare que alcance o que sentido se le da.

Desde el punto de vista hidrológico, en primer lugar corresponde definir a la cuenca topográfica y a la cuenca real (figura 5.1). Por **cuenca topográfica** se entiende el área drenada por un curso de agua y sus afluentes. Está delimitada por divisorias de agua superficial, que se corresponden con crestas topográficas. Son sinónimos de ella cuenca fluvial y cuenca hidrográfica. La **cuenca real**, puede coincidir con la anterior, o no, en cuyo caso puede ser de mayor o menor extensión que la topográfica. La cuenca real es la cuenca topográfica más las áreas que subterráneamente drenan hacia ella. En el caso ilustrado en la figura 5.1, la cuenca real será mayor que la topográfica, en detrimento de la cuenca real vecina, desde la que se produce el drenaje subterráneo hacia la primera, en la que la cuenca real es de menor extensión que la topográfica.

Cuando se utiliza vertiente o **cuenca vertiente**, se está indicando el destino del agua drenada por un río o un conjunto de ellos. Así por ejemplo, Sudamérica posee tres vertientes: la del océano Pacífico, la del Atlántico y las sin salida al mar. En algunos casos para este continente, suele separarse la vertiente atlántica en dos: la del mar Caribe y la restante.

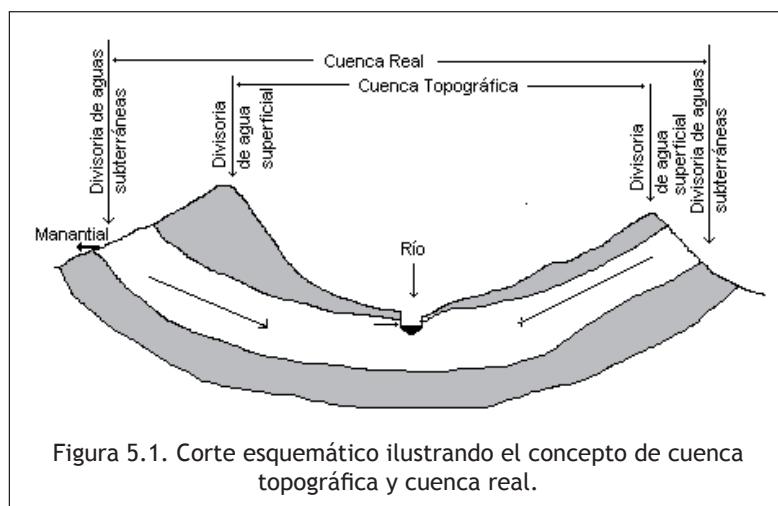
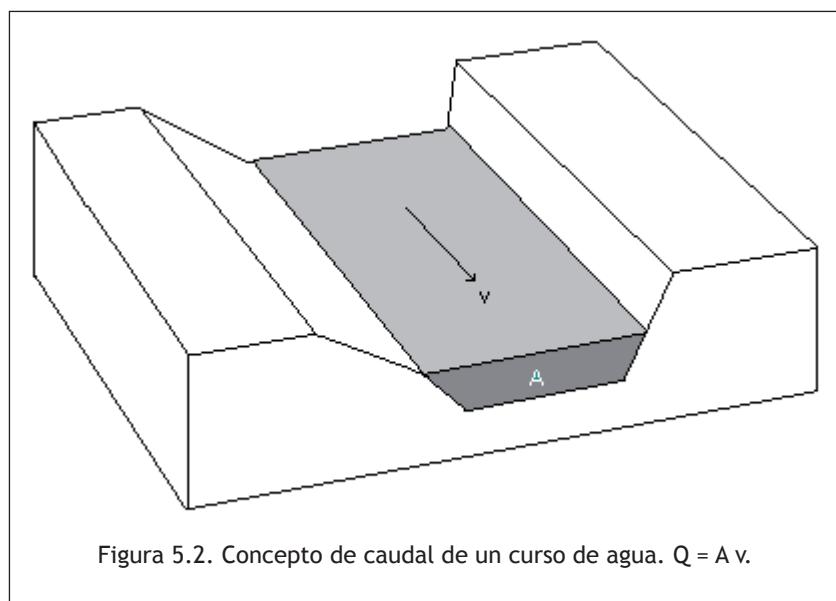


Figura 5.1. Corte esquemático ilustrando el concepto de cuenca topográfica y cuenca real.

Finalmente, por **cuenca activa** se entiende aquella parte de la cuenca real, en la que se producen aportes de agua. Por ejemplo, la parte activa de la cuenca del río Colorado, abarca desde las nacientes de los ríos Grande y Barrancas, que lo forman, hasta algo más abajo de la localidad de Buta Ranquil, en donde desemboca el último afluente de este río, el arroyo Butacó.

Medida del caudal

Por caudal de un río se entiende la cantidad de agua que pasa por una sección del mismo en la unidad de tiempo (figura 5.2). Normalmente se lo expresa en m^3/seg . Matemáticamente, el caudal es el producto del área de la sección del cauce, por la velocidad del agua. La operación de medida del caudal de un río se denomina aforo, y el lugar en que se realiza, sección o estación de aforo.



La forma más precisa de obtener el caudal escurrido, es por medio del molinete. Estos consisten en un aparato provisto de una hélice, la que introducida dentro de un curso de agua, gira a distintas revoluciones de acuerdo a la velocidad de la corriente. El dispositivo posee un contador de vueltas, que permite obtener la velocidad del

agua. Con este dato, y la sección del cauce medida con trabajos topográficos convencionales, se calcula el caudal escurrido. Como la velocidad del agua no es la misma en la superficie del curso de agua con relación a su fondo, ni cerca de las márgenes con relación al centro, la medida de la velocidad se efectúa en varias secciones verticales (figura 5.3) y en cada una de ellas a diferentes profundidades. La medición del caudal de un río pequeño, de unos 10 m de ancho, por este método, demanda alrededor de una hora. La tarea se hace más compleja a medida que el río es más grande, y llega a demandar hasta un día de trabajo de campo.

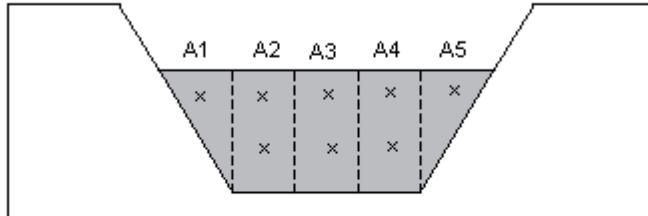


Figura 5.3. Medida del caudal con molinete. A1 A5, corresponden a las secciones del cauce en las que se mide la velocidad en los puntos representados por x.

Una forma más simple, pero también más aproximada, para determinar el caudal, se basa en medir la velocidad del agua controlando el tiempo de tránsito, en un tramo del río, de flotadores introducidos en él. La imprecisión resulta de que, como se señaló, la velocidad en la superficie del agua es diferente a la del resto de la columna líquida. Esta limitación en parte se supera utilizando flotadores semisumergidos, pero aún subsisten errores.

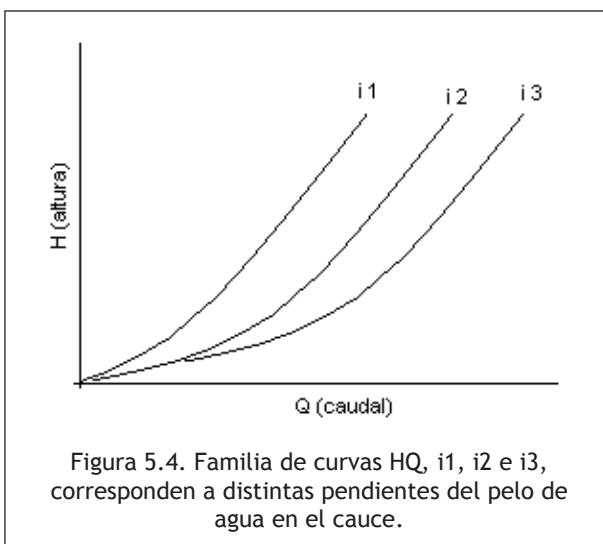
Además de los métodos anteriores, para aforar un río pueden utilizarse vertederos. Estos son utilizables solo en ríos pequeños, con caudales menores a $1 \text{ m}^3/\text{seg}$. Los vertederos son pequeños diques que se intercalan en el cauce, obligando al agua a escurrir por una escotadura de forma cuadrada, rectangular o triangular. De acuerdo a la altura que alcanza el agua en la escotadura y a la longitud del chorro

evacuado, puede calcularse el caudal. En la práctica, los caudales por este método se obtienen de tablas publicadas para cada modelo de vertedero.

Finalmente, el caudal de un río puede estimarse a partir de la altura que alcanza el agua en un punto del cauce (generalmente cercano a la costa). La altura se observa en una escala graduada al centímetro, fija en una estructura adecuada, o se registra por medio de un limnígrafo.

Estos aparatos (utilizados también para monitorear el nivel del agua en lagos y en perforaciones), constan de un flotador que acompaña el movimiento vertical de la superficie del agua, conectado a un mecanismo que grafica sobre una faja de papel una línea que refleja los ascensos y descensos. Al igual que todo el instrumental hidrológico, los limnígrafos más modernos graban la información del sensor en un soporte magnético, información que luego se decodifica con programas de computación desarrollados por los fabricantes.

Para obtener el caudal a partir de un dato de altura, se necesita conocer la curva de calibración o curva “H-Q” (figura 5.4). Esta se obtiene luego de un período de medición del caudal por cualquiera de los otros métodos. La altura sirve además para determinar el alerta y planes de acción ante la crecida de ríos que inundan áreas aledañas a su cauce, en la que están asentados pobladores.



En los ríos de llanura, de poca pendiente, como el caudal es muy sensible a la inclinación del pelo de agua, las alturas deben registrarse en dos puntos: en la sección de aforo y aguas arriba de la misma. Las lecturas se traducen en caudal con una familia de curvas H-Q, una para cada pendiente del nivel del agua.

Lo expuesto hasta aquí sobre medición de caudales, se refiere a la masa líquida que traslada un río. Junto con ella se transportan materiales sólidos, de distintas maneras: por saltación, por traslación y en suspensión. Este último suele medirse junto con el caudal líquido, y se conoce como **caudal sólido**.

Para establecerlo, se extraen muestras de agua con toma muestras especiales que perturban minimamente las líneas de flujo de la corriente, luego se filtran y se pesa el material sólido retenido por el filtro. Los resultados normalmente se expresan en Kg/m³, de manera que multiplicados por el caudal líquido (en m³/seg), se obtienen los Kg/seg que el río transporta en suspensión.

Análisis de caudales

Los ríos se aforan en distintos puntos de su cauce, dos o tres veces por semana, en algunos casos, una vez por día, e incluso en cuencas pequeñas o durante períodos de interés particular, más de una vez por día. La frecuencia de la medida se establece en función de la variación del caudal y puede que sea diferente a lo largo del año. A poco tiempo de registrar el caudal en una estación, el volumen de datos numéricos es grande y su tratamiento estadístico es necesario para caracterizar al río y su cuenca.

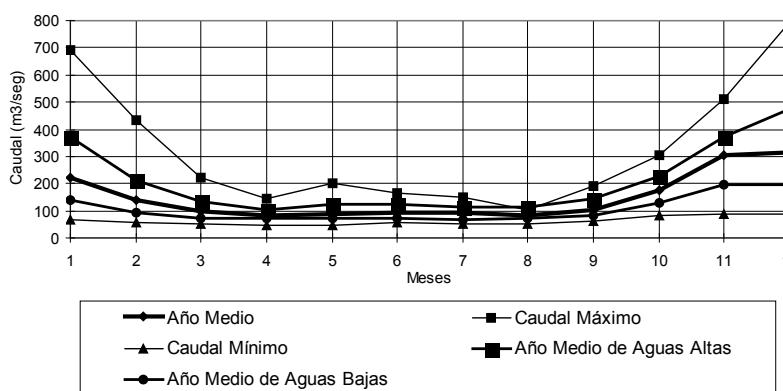
El **caudal medio diario** es el medido (por lo general con una curva H-Q) un día determinado, o su media si se efectuaron varias lecturas. El **caudal medio mensual** es la media de los caudales medios diarios de un mes determinado. Finalmente, el **caudal medio anual o módulo**, es la media de los caudales medios mensuales. Este último es un estadístico muy útil para dar una idea del tamaño del río, en este sentido más representativo que la longitud, el ancho o la profundidad del cauce.

Los valores estadísticos anteriores, se obtienen con toda la información disponible, pero en realidad el caudal, tanto diario como

mensual, varía de un año a otro. Para tener una medida de la variabilidad del caudal, se han introducido los conceptos de año medio y coeficiente de variación.

Por **año medio** se entiende la curva de caudales obtenida promediando los caudales medios mensuales de todos los años registrados (figura 5.5). Asimismo se define un **año medio de aguas altas**, como el obtenido promediando los caudales medios mensuales que superan el del año medio, y de manera similar, el **año medio de aguas bajas**, promediando los caudales medios mensuales de los años en que no se supera el del año medio. Sinónimos de los anteriores son año rico y año pobre o de magra.

Figura 5.5. Año medio. Río Colorado en Buta Ranquil. Fuente: COIRCO.



En cuanto al **coeficiente de variación interanual**, se define como el cociente entre el caudal medio anual máximo y el caudal medio anual mínimo. Este coeficiente siempre es mayor que 1 (si diera como resultado 1 el caudal del río no variaría de un año a otro), y cuando más lejos está de la unidad, más variable es el caudal medio anual.

Asimismo, una medida de la variación del caudal dentro de un año, la da el **coeficiente de variación anual**. Este se define como el cociente entre el caudal máximo diario y el caudal mínimo diario, y al igual que el anterior, siempre es mayor que 1, y cuando más alto sea, más grande será la variación del caudal dentro del año.

Finalmente, otro indicador del caudal de un río, poco usado, es el **caudal característico**. Se definen tres caudales característicos: el

máximo, el mínimo o de sequía y el medio. El primero es el caudal rebasado 10 días por año; el segundo, el rebasado 355 días por año y el medio el rebasado 6 meses por año.

Parámetros derivados del caudal: El caudal de un río es la base de la estimación de otros dos parámetros de mucha importancia: el derrame y el caudal específico.

El **derrame**, es el volumen de agua que un río transporta en un lapso de tiempo, el más común de los cuales es el año. Se obtiene multiplicando el caudal por el lapso de tiempo. Así por ejemplo, multiplicando el módulo de un río por el número de segundos de un año, se obtiene el derrame anual, es decir, el volumen de agua que el río escurrió en un año, parámetro básico para planificar cualquier aprovechamiento. El derrame normalmente se expresa en hectómetros cúbicos por año ($\text{Hm}^3/\text{año}$).

En cuanto al **caudal específico**, es el volumen de agua escurrido por unidad de tiempo y de superficie. Normalmente se expresa en litros por segundo y por kilómetro cuadrado (l/seg/Km^2), y se obtiene dividiendo el módulo (expresado en litros/seg) por la superficie de la cuenca del río. Se trata de un parámetro de importancia geográfica, por cuanto da una medida de la disponibilidad de agua superficial en el área para el que se calcula. Los caudales específicos, además de estimarse para cuencas hidrográficas, también suelen indicarse para regiones y continentes.

El **coeficiente de escorrentía**, de alguna manera relacionado con el anterior, indica la porción del agua precipitada en una cuenca, región o continente, que escurre por medio de ríos. Este coeficiente se utiliza con fines prácticos en la ingeniería hidráulica para el diseño de algunas obras, y para estimar el agua escurrida por ríos intermitentes y efímeros.

Regimen de los cursos de agua

Por régimen, se entiende la modalidad con que un río desagua la cuenca que drena. Expresado en términos matemáticos, es la variación de su caudal con respecto al tiempo. En efecto, si se representa en un gráfico de ejes coordenados, en el vertical el caudal medio mensual

medido en un punto del cauce, y en el horizontal el tiempo, se verá que la forma de la curva resultante, varía de un río a otro. Los factores que determinan el régimen de un río son varios, y pueden agruparse en climáticos y físicos.

Factores climáticos: Son dos los componentes del clima que influyen en el régimen de un río: las precipitaciones y la temperatura.

Con respecto a la primera hay una relación directa entre el caudal que eroga un río y el monto de precipitaciones que su cuenca recibe. Tan decisivo como el monto, es el tipo de precipitaciones y su variabilidad en el espacio y en el tiempo. Cuando las precipitaciones son líquidas, existirá un corto desfasaje en el tiempo entre el momento en que ocurre la precipitación y el pasaje de una onda de crecida por la estación de aforos, mientras que si las precipitaciones sobre la cuenca son sólidas, la onda de crecida será única, de mayor duración y ocurrirá en la época de fusión de la nieve, que puede estar separada de la época de nevadas. Como resultado, a igualdad de otros factores, un río alimentado por precipitaciones líquidas tendrá un régimen más irregular que otro alimentado por fusión nival.

En cuanto a la influencia de la variabilidad de las precipitaciones sobre el régimen de un río, las temporales, tanto estacionales como de ciclo multianual, se reflejarán en el coeficiente de variabilidad del caudal, y cuando más alto sea, más irregular será el régimen. Un tanto más difícil de comprender es la influencia de la variación espacial de las precipitaciones. Esta por un lado se manifestará en los caudales específicos de cuencas diferentes, y por otro, influirá junto con el tamaño de la cuenca y tiene una relación inversa con el mismo: a medida que la cuenca es de menor tamaño relativo, la influencia de la variación espacial será mayor.

En cuanto al papel de la temperatura en la conformación del régimen, se manifiesta por su intervención en la evapotranspiración, que como se vió es diferente a lo largo del año y por ser la determinante del inicio de la fusión de la nieve o hielo.

Factores físicos: Los factores físicos son aquellos caracteres propios de la cuenca que influyen sobre el régimen de un río. A di-

ferencia de los climáticos, permanecen casi invariables a través del tiempo, y además, el hombre puede actuar sobre ellos, y de hecho actúa, para modificar el régimen natural de un curso de agua. En algunos casos, esta intervención se produce de forma programada y tiene efectos positivos, por ejemplo regulando el caudal, mientras que en otros no es así, y los efectos producidos son negativos.

Pasando revista de los factores físicos que determinan el régimen de los ríos, en primer lugar deben mencionarse los caracteres edáficos. La influencia de los mismos se debe a que algunos suelos permiten la infiltración de parte importante de las precipitaciones, las que de esa manera son sustraídas al escurrimiento, mientras que otros solamente admiten la entrada de cantidades de agua limitadas. Si suponemos dos cuencas, idénticas en todo, una con una superficie arenosa y otra con suelos arcillosos, la primera tendrá un régimen más regular que la segunda, resultando un hidrograma más chato, porque una superficie arenosa permite la infiltración a tasas y en cantidades mayores que una superficie arcillosa.

En segundo término, determina el régimen la **cobertura vegetal** de la cuenca. Su intervención es consecuencia de varias acciones. Por un lado al interceptar las precipitaciones, reteniendo una parte de ellas y entregando al suelo de manera más uniforme la restante. Por otra parte disminuye la temperatura del suelo y en consecuencia la evaporación directa desde él, aunque como contrapartida, una cobertura vegetal densa se traducirá en mayor transpiración. Finalmente, la cobertura aumenta la rugosidad del terreno, favoreciendo a la infiltración en detrimento de la escorrentía. En síntesis, a igualdad de otros factores, la cobertura vegetal regulariza el régimen de una cuenca.

En tercer lugar, puede mencionarse al **tamaño de la cuenca**. Si se consideran dos cuencas, una grande y otra pequeña, con los demás caracteres iguales, y sobre ambas aplicamos la misma lámina de agua, lógicamente el escurrimiento por unidad de superficie será el mismo, pero la cuenca mayor tendrá una crecida de mayor volumen y más lenta con respecto a la pequeña, porque en la primera el agua debe recorrer un camino más largo para alcanzar la sección de aforo. Además, una cuenca chica tiene mayor probabilidad de ser afectada en toda su extensión por una tormenta. Por último, a mayor tamaño,

mayor será la capacidad de almacenamiento, tanto superficial como subterráneo, hecho que regulariza el régimen.

Otro factor físico determinante del régimen, es la **forma de la cuenca**. Esta condiciona al régimen, por cuanto de acuerdo a ella, el camino a recorrer por el agua para producir el desagüe será más corto o más largo según que la misma sea circular o alargada. Para valorar este parámetro, se define un coeficiente de compacidad como:

$$Cc = 0.28 P/A^{1/2}$$

En la que: Cc = coeficiente de compacidad; P = perímetro de la cuenca y A = área de la misma. Si la cuenca es circular, el Cc será igual a 1, y se aleja de la unidad a medida que la cuenca se alarga. Repitiendo el ejercicio de imaginar dos cuencas iguales, que difieren solo en su forma, cuando mayor es el Cc indicando que se trata de una cuenca alargada más que circular, más regular será el régimen.

Continuando con la revisión de los factores físicos determinantes del régimen de un río, debe mencionarse a la **densidad de drenaje**. Esta es una indicación de la cantidad de cursos de agua que contribuyen aportando al escurrimiento superficial de una cuenca. Lógicamente, a mayor densidad de drenaje, mayor cantidad de agua escurrida y más irregularidad en el régimen, es decir, mayor probabilidad de crecientes y estiajes . Se define una densidad de drenaje como:

$$Dd = L / A$$

En la que Dd = densidad de drenaje; L = longitud de todos los cursos de agua y A = área de la cuenca.

También son determinantes del régimen, las **pendientes de la cuenca y del cauce**. Ambas determinan la velocidad a que se desplazará el agua de una manera directa, y por lo tanto a mayor pendiente mayor irregularidad del régimen. La pendiente media del cauce, se obtiene simplemente dividiendo la diferencia de altura entre dos puntos del mismo, por la distancia que los separa. En cambio, la pendiente media de una cuenca resulta de:

$$Pm = 1.5 (D \times N) / L$$

En la que: P_m = pendiente media; D = equidistancia de las curvas de nivel del plano topográfico que se utiliza; N = número de veces que las mismas cortan a una cuadrícula arbitraria y L = longitud del lado de la cuadrícula anterior.

Finalmente, y no porque sea el de menor influencia, determina el régimen de un curso de agua la **capacidad de almacenamiento** de la cuenca. Esta se refiere a la cantidad de agua que la cuenca puede mantener almacenada en la superficie, formando lagos, y en el suelo, contenida en niveles acuíferos. Cuando mayor sea la capacidad de almacenamiento de ambos tipos, más regular será el régimen.

Los diversos factores que influyen sobre el régimen de un río, actúan unos en el sentido de regularizarlo, es decir, tendiendo a que el escurrimiento sea uniforme, resultando en un hidrograma chato, sin picos pronunciados, mientras que otros tienden a producir el efecto inverso. En un ambiente natural, todos estos factores están en equilibrio dinámico, y en la escala de tiempo en que se mide la vida humana, no son perceptibles grandes cambios en el régimen.

Pero, como se dijo más arriba, sobre los factores físicos el hombre puede actuar para modificar el régimen natural. Los factores sobre los que se puede intervenir, son principalmente la cobertura vegetal y la capacidad de almacenamiento. En mucho menor medida, sobre la pendiente del cauce.

El resultado más visible de la intervención humana para modificar el régimen, es el producido por los diques reguladores. Estos, almacenan en el lago que forman el agua de las crecientes, para erosionarlas durante la época de estiaje. Se dice que un río está regulado a módulo, cuando aguas abajo de un dique regulador escurre un caudal constante, igual al módulo del río.

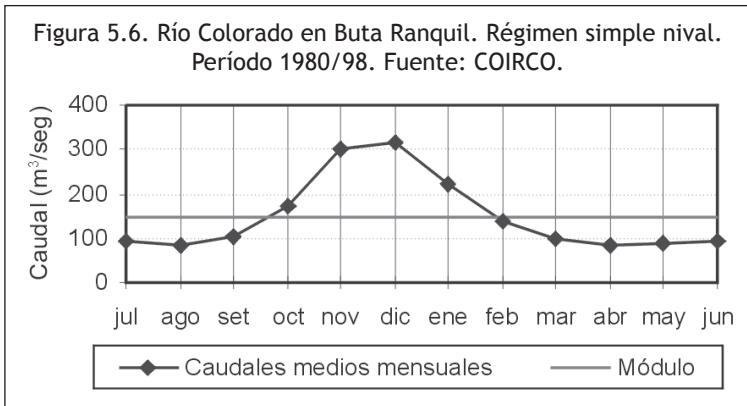
Otra intervención, en muchos casos negativa, se refiere a la cobertura vegetal. La deforestación y, sobre todo en cuencas pequeñas, la labranza, irregulariza el régimen, haciendo que las crecientes sean más pronunciadas. Sumado a ello, al aumentar la escorrentía, se asocian problemas erosivos y aumenta el volumen de material sólido transportado, el que a su vez puede disminuir la capacidad natural de almacenamiento en superficie, al colmatar cuencas lacustres, todo lo cual potencia la irregularidad de los escurrimientos.

Clasificación de los regímenes

A partir de fines del siglo pasado se intentó clasificar los regímenes de los ríos con una base científica. Las distintas clasificaciones fueron apareciendo a manera de superación de la anterior, y culminan con la elaborada a mediados del presente por Pardé, que los clasifica en base a la curva anual de los caudales diarios y a la naturaleza y origen de las crecientes. Por el primer criterio, define tres grupos de regímenes: (i) simples, (ii) mixtos y (iii) complejos, y con el segundo, la adjetivación de los mismos: pluvial, nival y glacial.

Al tratar la hidrología regional (capítulos 11, 12 y 13), se hará alusión a los regímenes de los ríos más importantes, particularmente de la República Argentina. En lo que sigue, se describirán los regímenes de acuerdo al criterio anterior.

Regímenes simples: El hidrograma de los ríos de régimen simple, tiene un mínimo y un máximo anual, debido a que poseen una única alimentación (figuras 5.6 y 5.7). Pueden distinguirse los regímenes simple pluvial, simple nivoso y simple glacial.



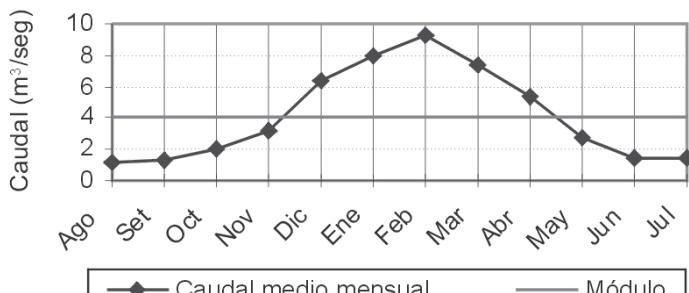
El régimen **simple glacial**, se caracteriza por un fuerte contraste entre los caudales medios diarios de invierno y de verano, época en la cual presentan una creciente pronunciada. Otras características del régimen, es que en verano suele variar el caudal diario, siendo mayor durante el día con respecto a la noche, porque la fusión del hielo es

diferente, y la variación interanual es baja, porque la temperatura es el parámetro meteorológico más estable.

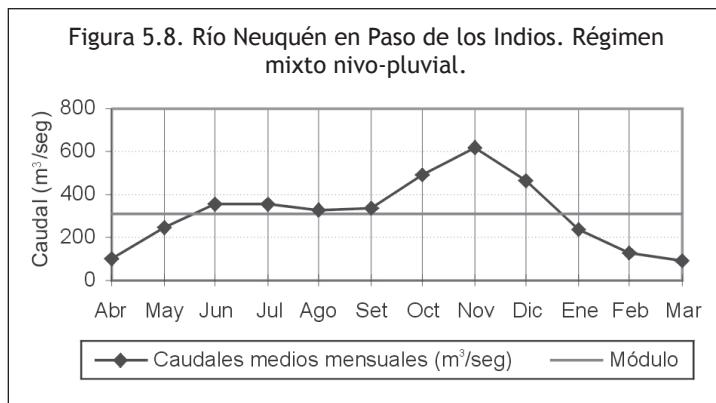
El régimen simple nivoso es similar al anterior por cuanto presenta una crecida y un estiaje por año, pero más atenuado. La creciente comienza en primavera y finaliza con el verano. Pueden distinguirse un régimen nivoso de montaña y otro de llanura, el primero más atenuado que el segundo.

Los ríos de régimen simple pluvial, también presentan una creciente anual, aunque en este caso es más apropiado hablar de una “época de crecientes” más que de una sola. En efecto, son varios los picos de crecida que se suceden, y según la época del año en que se presentan, puede distinguirse un pluvial oceánico de otro tropical. En el primero la época de crecientes se da durante el invierno, la variación interanual es alta y el estiaje de verano se debe en parte al poder evaporante de la atmósfera. En el régimen pluvial tropical, las crecientes se dan en verano.

Figura 5.7. Río Quinto en La Florida. Régimen simple pluvial. Período 1936/83. Fuente: EVARSA.



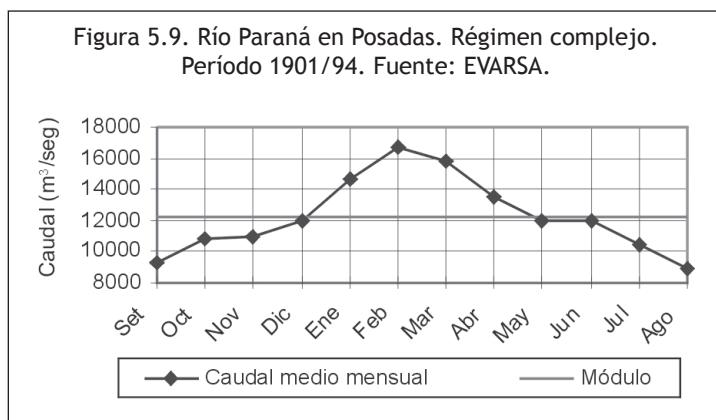
Regímenes mixtos: Los ríos que presentan regímenes mixtos muestran en su hidrograma dos crecientes y dos estiales anuales (figura 5.8), debido a que poseen una doble alimentación. Pueden distinguirse el régimen mixto nivo-pluvial y el nivo-glacial, para ríos alimentados por nieve y lluvia, por un lado, y por nieve e hielo, por el otro.



En el primero de ellos, una crecida ocurre en primavera-verano (la debida a la fusión nival), y la segunda en otoño, debida a las lluvias. Los estiajes separan ambas crecientes, ubicándose una en verano y otro en invierno.

En cuanto al nivo-glacial, como las crecientes debidas a nieve e hielo se superponen en el tiempo, puede llegar a confundirse con un régimen simple. La identificación del correcto puede lograrse por el conocimiento de la cuenca activa y el análisis cuidadoso de los caudales diarios de verano.

Regímenes complejos: El régimen complejo es propio de los ríos grandes, que en realidad se conforma con la suma del régimen de sus tributarios. Tanto la variación anual como la interanual son bajas. Los hidrogramas de ríos de régimen complejo son muy regulares,



porque las crecientes de los ríos tributarios se suceden unas a otras, de manera que puede considerarse que estos ríos están continuamente en crecida.

6

Capítulo VI

El agua en la superficie: Lagos

6

Introducción

Los lagos, lagunas y pantanos, son acumulaciones de agua en la superficie, que a diferencia de los ríos, no circulan por un cauce. Con frecuencia tienen uno o más ríos que desembocan en ellos, y uno o más cauces emisarios que los desaguan, pero el agua contenida en el cuerpo no está en movimiento, salvo los producidos por corrientes convectivas térmicas y otra circulación producida por el viento.

Existe una cierta imprecisión con respecto a qué debe entenderse por lago, laguna y pantano, no solo en el idioma español. Ateniéndonos al diccionario de la Real Academia Española de la Lengua, por lago se entiende una “gran masa permanente de agua depositada en hondonadas del terreno, con comunicación al mar o sin ella” (sic). Por laguna, un “depósito natural de agua, generalmente dulce, y por lo común de menores dimensiones que el lago” (sic). Finalmente, pantano se define como “hondonada donde se recogen y naturalmente se detienen las aguas, con fondo más o menos cenagoso” y “gran depósito artificial de agua” (sic).

Es de advertir que la segunda acepción de pantano, es utilizada en España y algunos países hispanoparlantes, pero no en la República Argentina, donde a los depósitos artificiales de agua tal como los formados aguas arriba de un dique, se los denomina lago o lago artificial.

Resulta evidente que las definiciones transcriptas textualmente no establecen un límite entre lo que debería considerarse lago y laguna. Ello resulta en que a masas de agua enormes, como Mar Chiquita en la provincia de Córdoba, se la denomine laguna de Mar Chiquita. Completando la anarquía imperante, a ciertas masas de agua se las

denomina mar (mar Caspio, mar Aral, mar Muerto), siendo que en realidad son lagos.

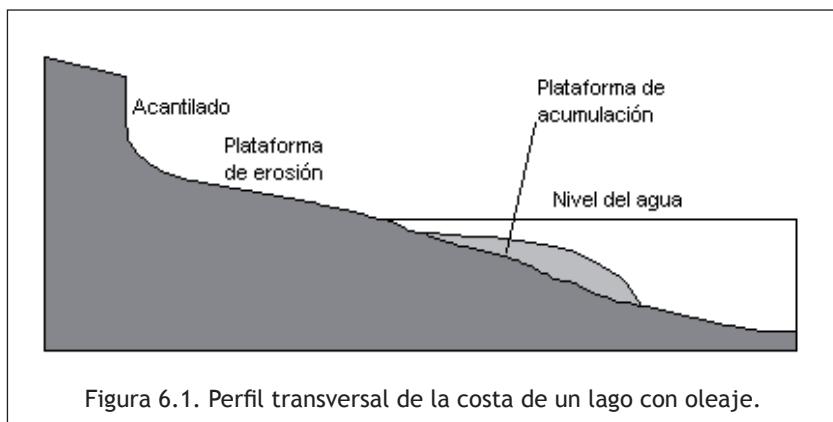
Empíricamente, en realidad tiende a llamarse lago, a las masas de agua que, además de su tamaño, tienen cierta profundidad y transparencia en sus aguas y son permanentes, y laguna a aquellos de menor profundidad, con aguas frecuentemente turbias y que suelen secarse. Finalmente pantano, en la República Argentina, se reserva para las áreas inundadas periódicamente.

Generalidades sobre lagos y lagunas

El agua contenida en un lago, en mucha menor medida la de una laguna, está sujeta a dos tipos de movimientos. En primer lugar pueden desarrollarse corrientes producidas por el viento. Para que se establezcan es necesario que la superficie sea extensa y el viento persistente y de alta velocidad. La dirección de la corriente depende de la propia del viento que la genera, de los accidentes topográficos y de la relación entre la entrada y la salida de agua. En general tienden a ser paralelas a la costa.

Otro tipo de movimiento que afecta a lagos y lagunas extensos, es una oscilación similar a las mareas de océanos y mares, aunque obedecen a otra causa. El período es más pequeño, del orden de horas y muy irregular. El origen de estos movimientos, conocidos como corrientes secas, está en diferencias de la presión atmosférica sobre distintos sectores de la masa líquida.

En los lagos suficientemente grandes como para que puedan desarrollarse olas por acción del viento, en la costa y cerca de ella se producen fenómenos de erosión y sedimentación (Figura 6.1). Así llegan a formarse un acantilado o barranca, una plataforma de erosión y otra de acumulación, esta última por lo general debajo del nivel del agua, de granulometría progresivamente más fina a medida que desde la costa se penetra aguas adentro. En el fondo de los lagos se depositan fangos, en muchos casos con buena cantidad de materia orgánica, que suelen disponerse en láminas alternadas y sucesivas de distinto espesor y color, correspondiendo la más clara y gruesa a la depositada durante el verano y la más fina y obscura a la del invierno.



En cuanto a la velocidad de la sedimentación y al tipo de la misma, dependen de las características de la cuenca que alimenta al lago o laguna. En los lagos alimentados por ríos con poca carga de sedimentos, la sedimentación será lenta y de grano fino, y lo contrario ocurrirá cuando el río que lo alimenta posee una alta carga de material transportado. En los lagos y lagunas alimentados por agua subterránea, la sedimentación será de naturaleza química y/o eólica. Ejemplos de sedimentación química, lo constituyen las salinas.

El nivel de los lagos y lagunas varía. Esta fluctuación se debe al balance entre las entradas y las salidas de agua. Evidentemente si ambas fuesen iguales el nivel no variaría, pero esta situación difícilmente se da. De manera general, cuando mayor sea la extensión de la cuenca de aporte, más estable será el nivel del lago, porque las variaciones climáticas ocurridas en ella se compensan. De manera similar, cuando mayor sea el volumen de agua almacenado, también más estable será el nivel porque el cuerpo tiene una cierta inercia al tener mayor capacidad de regulación.

Sumado a los factores anteriores, de carácter físico, determinan las variaciones de nivel otros de naturaleza climática. Así, en climas tropicales en los que la evaporación es importante todo el año, el nivel será máximo en la época lluviosa y mínimo en la seca. Por el contrario, en zonas de clima templado, en los cuales la evaporación es importante en el verano, en esta estación se encontrará el nivel mínimo, mientras que en invierno se darán los máximos. Esta última es la

variación del nivel de las lagunas en la llanura pampeana semiárida, que presentan su nivel más alto en invierno.

No ocurre de igual manera cuando la alimentación del lago es por fusión de nieve. Como esta se produce en primavera – verano, en coincidencia con la época de máxima evaporación, el nivel puede ser máximo en el verano y mínimo en el invierno, a la inversa de lo que ocurre en lagos y lagunas alimentados por precipitaciones líquidas.

A las variaciones de nivel reseñadas, que ocurren dentro de un año hidrológico, se suman otras de períodos más largos. Las más perceptibles son de origen climático, y no son más que el reflejo de la fluctuación de las precipitaciones en el área o cuenca de aporte al lago o laguna. Pero puede haber una tendencia de bajante de largo período, debido a que los lagos son rasgos del relieve de corta vida en la escala de tiempo geológico.

El contenido salino del agua de lagos y lagunas, varía desde extremadamente bajo, hasta la saturación. Un lago o laguna puede ser salado por una o más de tres causas. En primer lugar, algunos son salados porque son remanentes de mares anteriores. Otros son salados porque reciben aportes de agua de mar. Finalmente, un lago o laguna puede ser salado, porque el aporte de agua que recibe es evaporado, concentrándose las substancias disueltas, sin que exista un mecanismo de lavado. Son áreas de descarga, como las salinas.

Clasificación de lagos y lagunas

Para poner algo de precisión al tema, es conveniente clasificar a estas masas de agua, aunque ello implique en alguna medida entrar en el campo de la geomorfología. Una clasificación útil para los fines perseguidos, es la propuesta por Holmes, quien distingue cinco grupos de lagos con un criterio de subdivisión genético.

El primer grupo es el correspondiente a los formados por la actividad glacial. En realidad estos lagos cabrían en las otras categorías que se verán a continuación, pero se los separa porque son los más abundantes. Ello se debe a que los lagos son rasgos del relieve que desaparecen en poco tiempo, tomando en consideración la escala del tiempo geológico, por la acción concurrente de dos procesos que se potencian entre sí: la erosión retrocedente del emisario del lago, que

baja el umbral de descarga, y la colmatación del cuenco con sedimentos. Ello determina que los lagos tengan una corta vida (se reitera, desde un punto de vista geológico) y por ello la gran mayoría de los lagos son muy jóvenes, formados en el período Cuaternario. Como los glaciares son el agente erosivo más poderoso, y durante el Cuaternario ocurrieron glaciaciones extensas, se formaron por su acción numerosos lagos que aún perduran.

Dentro de este grupo pueden distinguirse los cuencos que excava el hielo dentro de su valle, los valles glaciales obstruídos por la morena frontal, depresiones dentro de depósitos aluvionales irregulares, las marmitas excavadas por masas de hielo residual, cubierto por sedimentos y luego fundido, y los valles obstruídos por barreras de hielo. La gran mayoría de los lagos de la República Argentina ubicados en la cordillera de los Andes desde Neuquén hacia el sur, responde a este origen.

El segundo grupo de lagos distinguido por el autor que se sigue, corresponde a los formados por movimientos terrestres, tales como la isostasia o el fallamiento. Dentro de este grupo se encuentran los lagos más grandes del mundo, tales como el “mar” Caspio o el lago Titicaca.

De los movimientos que dan origen a estos lagos, uno de ellos es la basculación de bloques de corteza terrestre en la parte superior del manto, conocida como isostasia. Tal basculación puede llegar a impedir el drenaje o elevar alguna zona provocando el retiro de un mar. Este es el origen de los “mares” Caspio y Aral, remanentes de un mar Mediterráneo anterior, reducido a su tamaño actual por elevación isostática del continente asiático occidental. Movimiento tectónicos, pero de otro tipo, en este caso orogénicos, son los responsables de la formación de otro gran lago: el Titicaca, entre Perú y Bolivia.

Las fosas tectónicas, grabben, valles limitados por dos fallas directas del mismo rumbo que enmarcan una zona central deprimida, también suelen contener cuerpos de agua en su fondo. Como ejemplos de este tipo pueden mencionarse los lagos del noreste del continente africano, entre los que se encuentran los que dan origen al río Nilo.

Finalmente, una simple falla también puede originar un lago, si corta un valle preexistente o simplemente impide el libre escurrimiento de un curso e agua. Este último es el que dio origen a un lago muy

extenso de nuestro país: la laguna de Mar Chiquita, en la provincia de Córdoba. En este caso, una fractura ubicada casi en el límite entre las provincias de Córdoba y Santa Fé, con el labio elevado en la parte este, impide el escurrimiento de los ríos Primero, Segundo y Dulce, dando lugar al lago mencionado. Este cuerpo, en épocas recientes tuvo un contenido salino superior a los 200 g/l, constituyéndose por su salinidad y extensión en una masa de agua equivalente, sino superior, al Mar Muerto de medio oriente.

El tercer grupo de lagos distinguidos por Holmes, es el de los generados por la actividad volcánica. Algunos cuencos de este origen se forman en el volcán mismo, en su cráter o caldera, cuando el volcán está inactivo o en su estado póstumo. Ejemplos de este tipo en nuestro país, son los existentes en el volcán Copahue (Neuquén). Dentro de este grupo pero con una génesis diferente, existen cuerpos de agua formados por coladas de lava o depósitos piroclásticos, que cierran valles a la manera de diques naturales. Este es el origen de las lagunas Negra y Fea, en las que nace el río Barrancas, en el límite entre las provincias de Neuquén y Mendoza.

El cuarto grupo de lagos, comprende a los formados por depósitos de sedimentos. Entre estos se encuentran los que ocupan cauces fluviales embalsados por desprendimientos de las laderas que actúan a modo de un dique natural, o la acción erosiva - sedimentaria de los cauces fluviales divagantes que terminan formando meandros abandonados, con una típica planta curvada. Como ejemplo del primer caso puede citarse a la laguna de Carrilauquén, intercalada en el curso superior del río Barrancas, y del segundo, muchas de las existentes en la provincia de Santa Fe.

También se forman lagos por la depositación de médanos en la costa del mar. Este es el origen (tal vez combinado con algún movimiento tectónico), de la laguna del Sauce Grande, ubicada en el sur de la provincia de Buenos Aires, inmediatamente antes de la desembocadura del río del mismo nombre. Además, el mar puede depositar barras costeras, constituidas fundamentalmente por arena, que suelen vincularse por uno de sus extremos con la costa. De esta manera puede quedar separada del mar una masa de agua, que mantiene una comunicación restringida con el mismo. Si además en las cercanías de la costa frente a la que se deposita la barra desemboca un río, el lago

resultante de esta manera puede llegar a tener, al menos en parte, agua dulce. La Laguna de mar Chiquita en la provincia de Buenos Aires tiene este origen.

Para terminar el quinto grupo de lagos agrupa a los formados por erosión. En este grupo se incluyen todos los asociados a la morfología de las regiones karstificadas, es decir aquellas en las que el agua produjo la disolución de formaciones calcáreas o yesíferas, y los formados por la deflación eólica.

Para estos últimos, es sabido que el nivel de base de la acción erosiva eólica, es el nivel freático. Como se verá en el capítulo 7 (hidrogeología), tal nivel en algunas zonas fluctúa, y es justamente durante períodos secos, en los que la deflación suele ser más potente, en que se encuentra más deprimido. De esta manera durante una época de sequía pueden erosionarse oquedades profundas, las que, al sobrevenir una época más húmeda que produce un ascenso del nivel freático, la excavación se inunda formando un lago. Los cuerpos de aguas entre dunas, sobre todo las ubicadas lejos de áreas costeras, generalmente responden a este origen. Como ejemplo pueden citarse las existentes en el centro de la provincia de La Pampa, en el área conocida como El Meauco.

Régimen térmico

La temperatura del agua de los lagos, varía con la profundidad de manera particular. Ello se debe a la propiedad del agua de cambiar su densidad con la temperatura, y de tener la máxima a los 4º C (tanto por arriba como por debajo de la misma, la densidad del agua es menor que 1).

Para comprender la variación de la temperatura con la profundidad en un lago, es conveniente analizar previamente un experimento de laboratorio. Supongamos que un recipiente contenido agua a 15º C, comienza a enfriarse desde la parte superior del líquido. Al bajar la temperatura, el agua se tornará más densa, estableciéndose una corriente convectiva que desplaza el agua de la superficie (más fría y por lo tanto más densa), hacia el fondo, siendo reemplazada por agua de un nivel inferior, más cálida y por lo tanto menos densa, que asciende. Este proceso puede continuar hasta que la masa de

agua alcance los 4° C. A partir de esta temperatura, si continúa el enfriamiento, solo desciende por debajo de 4° C la parte superior del líquido, por cuanto será menos denso y por ello permanecerá en los niveles superiores. Supongamos que en esta situación, es decir con la columna líquida alrededor de los 4° C en todo su desarrollo, excepto en los niveles superiores en que la temperatura está por debajo de los 4° C, el recipiente comienza a recibir calor desde la parte superior. El agua de estos niveles irá aumentando su temperatura y densidad, hasta uniformizar la temperatura de la capa superior, pero sin afectar a los niveles inferiores que están a 4° C, porque estos son más densos. Así puede continuar elevándose la temperatura del cuerpo del agua, pero solo en los niveles superiores.

En la naturaleza, este proceso puede ocurrir, y de hecho ocurre, siempre que el lago o laguna sometido a enfriamiento y calentamiento sea estático, es decir no esté sometido a movimientos que mezclen el agua de niveles diferentes, y en los que el volumen de agua que pueda aportar un río que desemboque en él sea insignificante con respecto al volumen total. Cuando se dan estas condiciones, si se mide la temperatura del agua de un lago a diferentes profundidades, se encontrará uno de los dos perfiles térmicos representados en la figura 6.2. En un caso, la temperatura de la superficie está por arriba de los 4° C. La superficie de cambio brusco del gradiente de temperatura, se denomina termoclina. La profundidad a la que se establece esta termoclina, depende de muchos factores y es típica de cada lago.

En el otro caso ilustrado en la figura 6.2, el agua de la superficie está a una temperatura inferior a los 4° C, y aumenta gradualmente con la profundidad, hasta alcanzar los 4° C, para, a partir de allí, mantenerse en torno de ese valor. Este perfil térmico se denomina inverso, y cuando se establece, es el paso previo a la congelación del lago.

La particularidad de que la masa líquida se comporte de esta manera, es la causante de que cuando ocurre el congelamiento, sólo se congele la parte superior del lago o laguna.

El perfil térmico de un lago varía dentro del año. Así por ejemplo, el mismo lago puede presentar termoclina en verano, para en el otoño descender gradualmente la temperatura de superficie, y llegar, en el invierno, a establecer un perfil térmico inverso, situación que se revertirá a partir de la primavera, en que con nuevos aportes de

calor comenzará a aumentar la temperatura de la parte superior hasta desarrollar nuevamente un perfil térmico con termoclina. De acuerdo a cómo evolucione dentro de un año el perfil de temperatura de un lago, se han distinguido tres regímenes térmicos diferentes: tropical, templado y polar.

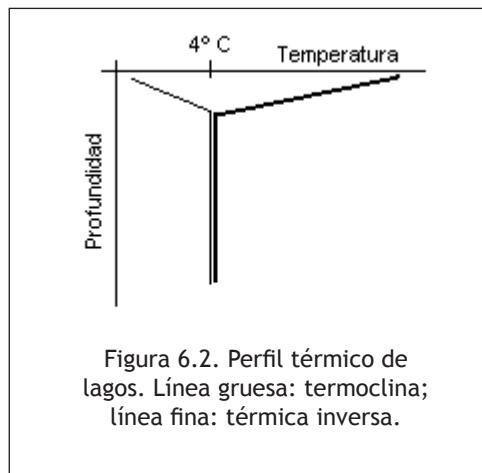


Figura 6.2. Perfil térmico de lagos. Línea gruesa: termoclina; línea fina: térmica inversa.

En el primero de ellos, los lagos tienen termoclina todo el año. Presentan este comportamiento, obviamente los lagos existentes en zonas climáticas tropicales, y además, los lagos grandes de zonas de clima templado, en los cuales la magnitud de la masa de agua hace que no sea suficiente la duración de la estación fría para establecer el perfil térmico inverso.

Los lagos de régimen térmico templado presentan termoclina durante parte de la primavera, el verano y parte del otoño, mientras que en el resto del año tienen perfil térmico inverso. Puede ocurrir que estando establecido este último, el lago se congele, pero ello no siempre ocurre. Se comportan de esta manera los lagos pequeños de climas templados.

Finalmente, los de régimen térmico polar, presentan en superficie una temperatura, como máximo, de 4°C, ya que nunca llegan a desarrollar una termoclina. Estos lagos se congelan todos los años y se comportan de esta manera los lagos de alta montaña de zonas templadas, los de montaña de zonas frías y todos los ubicados en climas polares a altas latitudes.

7

Capítulo VII

Aguas subterráneas

7

Introducción

La geohidrología o hidrogeología, es la rama de la hidrología que se ocupa del agua subterránea. Esta constituye el 49 % de las aguas continentales, a pesar de lo cual suelen ser ignoradas, o en el mejor de los casos, tratadas de manera muy sintética en muchos de los textos, excepto aquellos que se ocupan específicamente de ellas.

Por otra parte, como consecuencia de que no pueden verse de forma directa, han aparecido, y tienen fervientes defensores, varios conceptos erróneos sobre su dinámica y forma de presentarse. Así por ejemplo, es muy frecuente que se las refiera como “corrientes subterráneas”, asimilando su yacencia y movimientos a la de los ríos. En realidad, vale aclararlo desde el principio, salvo en regiones de morfología kárstica, muy restringidas en todo el mundo, tales “corrientes” no existen. El agua en el subsuelo ocupa los poros del material que la contiene, circula a velocidades muy lentas, del orden de los centímetros por día, y lo hace en forma de manto, no dentro de un cauce. En la república Argentina existe morfología kárstica, y asociados a ella algunos ríos subterráneos, solamente en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y suroeste de La Pampa.

Con respecto al origen de las aguas presentes en el subsuelo, carácter sobre el cual también se ha creado un halo de misterio, la observación del ciclo hidrológico deja en claro que en su gran mayoría son la consecuencia de la infiltración de aguas de lluvia. A estas aguas se las denomina **meteóricas**.

Una pequeña fracción, menor al 1 % del total, ingresa a los acuíferos o los forma, a partir de cámaras magmáticas. Se trata de las aguas denominadas **juveniles**, es decir aquellas que se incorporan por

primera vez al ciclo hidrológico como consecuencia de procesos en los cuales se genera agua a partir de la cristalización de una masa de roca fundida, conocida como magma.

Finalmente, otra pequeña porción también inferior al 1 % del total de las aguas subterráneas, reconoce otro origen. Se trata de las aguas **connatas**, también conocidas como **fósiles**. Estas se encuentran en el sedimento o roca sedimentaria que la contiene, desde el momento en que la roca se depositó. Posteriormente a ello los procesos de diagénesis del sedimento, produjeron su segregación, de manera similar a lo que ocurre cuando se estruja una esponja. Quienes comprenden o manejan la escala del tiempo geológico, en la que el mismo se mide por millones de años, pueden entender que estas aguas están desvinculadas del ciclo hidrológico presente. Por lo general son de un alto contenido salino, conseguido por el enorme tiempo de contacto entre el material poroso y el agua. A manera de ejemplo, las aguas que acompañan al petróleo en sus yacimientos, generalmente son de este origen.

Tipos de rocas en relación al agua subterránea

Como se adelantó, el agua en el subsuelo está contenida en los poros de las rocas que los poseen, si es que hasta ellos llegó agua para ocuparlos. Resulta entonces prioritario analizar el comportamiento de los materiales que componen la corteza terrestre, de acuerdo a su comportamiento frente al agua que se pone en contacto con ellos. En este sentido se han distinguido cuatro categorías de materiales rocosos.

Rocas **acuífugas**, son aquellas que no admiten la entrada de agua a su masa, por el simple hecho de no poseer espacios porales. Entran en esta categoría todas las rocas plutónicas, la mayor parte de las volcánicas, casi todas las metamórficas y una parte de las rocas sedimentarias.

Rocas **acuicludas**, son las que si bien permiten la entrada de agua en sus espacios porales, la misma no puede circular en ellos por acción de la fuerza de la gravedad, debido a que los poros son de tamaño muy reducido, lo suficiente para el desarrollo de fuerzas electrostáticas y de tensión superficial que la retienen, de manera similar

a las aguas higroscópicas y peliculares retenidas por el suelo. Como ejemplo más conspicuo de roca acuícola, puede mencionarse a la arcilla.

Rocas **acuíferas** se denominan a las que pueden ser penetradas por el agua en sus espacios porales, y puede circular en ellos por acción de la gravedad. Las rocas acuíferas en su gran mayoría pertenecen al grupo de las sedimentarias, y dentro de estas a los sedimentos clásticos. Las más típicas son las arenas.

Como rocas **acuitardas** se conoce a un tipo intermedio entre acuícola y acuífera. O sea que se trata de materiales que admiten la penetración del agua en sus poros, pero su circulación en ellos es lenta. Las rocas de este tipo, al igual que las anteriores, pertenecen al grupo de las sedimentarias inconsolidadas clásticas, y un ejemplo lo representan los limos y limos arcillosos.

Porosidad: Por porosidad se entiende la cantidad total de espacios vacíos que posee un material. Es una propiedad de las rocas acuíferas, acuitardas y acuícolas de mucha importancia.

Puede reconocer dos orígenes, y en base a ello se la clasifica en primaria y secundaria. La porosidad primaria es la que una roca posee desde su formación, tal como los espacios entre los clastos de una arena o las vacuolas de una roca volcánica. La porosidad secundaria es la que una roca adquiere con posterioridad a su formación, como consecuencia de la fisuración por diaclasas, o la disolución en el caso de rocas susceptibles de disolverse, tales como las calizas o la gipsita, o por diaclasamiento junto con disolución.

Desde el punto de vista de su aptitud para permitir el movimiento del agua que eventualmente pueda ocupar los espacios porales, puede distinguirse entre porosidad total y porosidad eficaz. Por la primera se entiende, obviamente, la cantidad total de espacios vacíos, mientras que la porosidad eficaz se refiere a la cantidad de poros interconectados entre sí. Con respecto a estas dos componentes de la porosidad, si se observa un basalto por ejemplo, pueden encontrarse poros (vacuolas en este caso), que están aislados del resto, mientras otros conforman una red tridimensional interconectada. La suma de ambos es la porosidad total, mientras que los segundos corresponden a la porosidad eficaz.

Con referencia a esta última, la cantidad total de espacios porales interconectados, no es equivalente al volumen de agua que puede entregar la roca porosa, ya que una parte de la misma será retenida contra las paredes de los poros por acción de fuerzas electrostáticas y de tensión superficial, semejantes al agua retenida por un suelo. Tratándose de suelos (Capítulo 4), la fracción retenida se conoce como capacidad de campo. En este caso, fuera de la zona de humedad del suelo y en un medio acuífero o acuitardo, la cantidad de agua retenida se conoce como retención específica. La totalidad del espacio poral eficaz se completa con el rendimiento específico, es decir, la porosidad eficaz es igual a la retención específica más el rendimiento específico.

Tratándose de porosidad de materiales granulares, tal como las arenas, pueden comprenderse fácilmente algunas características que influyen en su valor. En primer lugar, a mayor redondez de los clastos, mayor será la porosidad. Si los clastos son esféricos, y todos del mismo tamaño, la porosidad será la máxima posible, variando solo con el tamaño de los clastos. A medida que la forma de los granos se aparta de la esfera, la porosidad disminuye por cuanto las irregularidades de su superficie ocupan espacios que de otra manera estarían libres

(Figura 7.1). Esta regla general es particularmente protagónica en casi toda la llanura pampeana, en la que buena parte del relleno sedimentario del Terciario Superior a más moderno, tiene clastos de origen volcánico denominados trizas vítreas. Estas resultaron de la solidificación de material magmático con gran cantidad de gases, de manera que tales trizas tienen una forma muy angulosa que se acomoda bien a los espacios porales. Así se explica que terrenos que de acuerdo a su granometría deberían tener porosidades superiores al 15 %, tengan en realidad valores de entre el 5 y el 10 %.

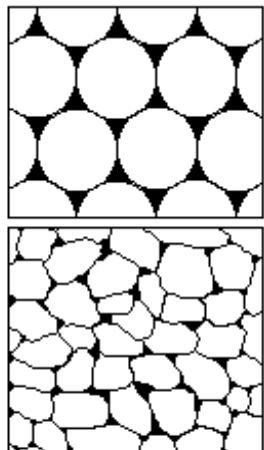


Figura 7.1. Comparación de porosidades entre un sedimento con clastos esféricos (arriba) y otro anguloso y de baja selección (abajo).

Otra propiedad de los clastos determinante de la porosidad, es la uniformidad del tamaño de los granos. En el caso hipotético de que todos fuesen del mismo tamaño, la porosidad sería la máxima para el diámetro considerado. A medida que se mezclan tamaños diferentes, la porosidad disminuye, efecto que puede comprenderse si se tiene en cuenta que los clastos de menor tamaño ocupan espacios porales entre los mayores.

Finalmente, la diagénesis del sedimento, es inversamente proporcional a la porosidad. Por diagénesis se entiende el proceso por el cual un sedimento se transforma en sedimentita, proceso que involucra la cementación de los clastos y/o la consolidación por disminución de los espacios porales. En la tabla 7.1 se dan algunos valores indicativos de porosidad.

Resulta de gran utilidad poder medir la porosidad, que normalmente se expresa como porcentaje. Se han ideado varias técnicas para hacerlo, de las que se hará mención a las más importantes.

Uno de los métodos consiste en compactar el material poroso. La disminución del volumen original, es indicativa de la porosidad. La restricción de este procedimiento se refiere a la representatividad de la muestra, ya que una cantidad limitada de material, a lo sumo de algunos kilogramos, debe asumirse como representativo de varias toneladas. Sumado a ello, al extraer la muestra se la disturba, ya que se cambia el arreglo original que guardan entre sí los componentes clásticos. Esta técnica no es de aplicación frecuente en hidrología, pero en cambio es utilizada en la mecánica de suelos, con fines ingenieriles.

También en el campo de la ingeniería de suelos, se ha desarrollado el método de densidad. Este se basa en que, si se conoce la densidad de los clastos (parte sólida del medio poroso), y se mide la propia del conjunto clastos más

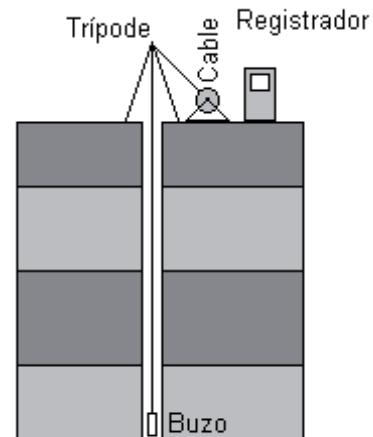


Figura 7.2. Esquema de perfilaje de perforaciones.

poros, una ecuación sencilla permite calcular la porosidad. Este método tiene las mismas restricciones que el anterior, y casi no se utiliza en hidrología.

En hidrología los métodos más utilizados para estimar la porosidad, se basan en el perfilaje de perforaciones. Esta tecnología consiste en desplazar dentro de una perforación un sensor por medio de un mecanismo sincronizado, conectado por un cable a un registrador, el que va graficando en una faja de papel la profundidad de medición y la señal del sensor. (Figura 7.2). Estos sensores, también conocidos como “buzos”, miden alguna propiedad de las paredes de la perforación dentro de la que se los desliza. A los efectos de evaluar la porosidad, existen sensores de velocidad de conducción de ondas sónicas, de absorción de rayos gamma y de bombardeo neutrónico, tres propiedades que dependen en gran medida de los poros que posee el material perfilado. Los métodos de perfilaje eliminan el problema de disturbación, puesto que los terrenos son ensayados en su estado natural de yacencia, y minimizan el relativo a la representatividad de la muestra, por cuanto se registra en forma continua todo el espesor de una formación.

Tabla 7.1.- Valores Ilustrativos de porosidad.

Arena gruesa suelta	33 %
Arena gruesa compactada	25 %
Arena media suelta	25 %
Arena media compactada	20 %
Arena fina suelta	20 %
Arena fina compactada	15 %
Arena muy fina suelta	15 %
Arena muy fina compactada	10 %

Finalmente, la porosidad de terrenos que contienen un acuífero freático, puede determinarse mediante un ensayo de bombeo, ya que en estos acuíferos el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad eficaz. Este aspecto se desarrollará en el apartado de hidráulica de los medios porosos.

Permeabilidad: Por permeabilidad se entiende la propiedad de algunos medios porosos de permitir la circulación de fluidos. Matemáticamente se expresa por medio de la ley de Darcy, deducida por este ingeniero francés en el siglo XIX. Al efecto de demostrarla, podemos imaginar un cilindro (Figura 7.3), lleno con un material poroso, tal como una arena, cuya permeabilidad se quiere medir. Para ello se agrega agua por la parte superior, midiendo el caudal Q , que drena por el extremo inferior. Se verá que el caudal aumenta con el área o sección del tubo que se utiliza en la experiencia, y con la inclinación que el mismo tenga. Esta inclinación puede expresarse como el cociente entre h (la diferencia de altura entre la entrada y la salida de agua) y l (la distancia horizontal entre la entrada y la salida). De manera que puede escribirse:

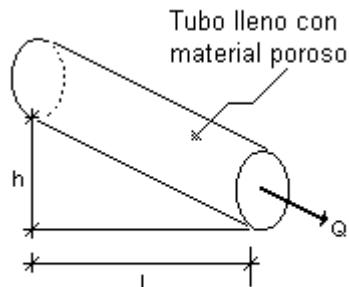


Figura 7.3. Ley de Darcy.

$$Q \sim A i$$

En la que Q = caudal; A = área; i = h/l = gradiente hidráulico.

También puede demostrarse experimentalmente, que introduciendo en la anterior un tercer factor, K , la proporcionalidad anterior se convierte en una igualdad. Es decir

$$Q = K A i, \text{ de donde se obtiene } K = Q / A i$$

La anterior es la Ley de Darcy. El factor K , depende del material contenido en el tubo, y del fluido que circule por los poros, y es la expresión matemática de la permeabilidad. Tratándose de agua, con viscosidad y densidad igual o muy cercana a 1, la permeabilidad K depende solamente del material poroso. Cuando se trata de otro fluido, petróleo por ejemplo, con viscosidad y densidad distintas de 1,

se distingue entre la permeabilidad tal como fue definida, de otra, la permeabilidad intrínseca, que depende sólo del material poroso, con independencia del fluido que circule por él.

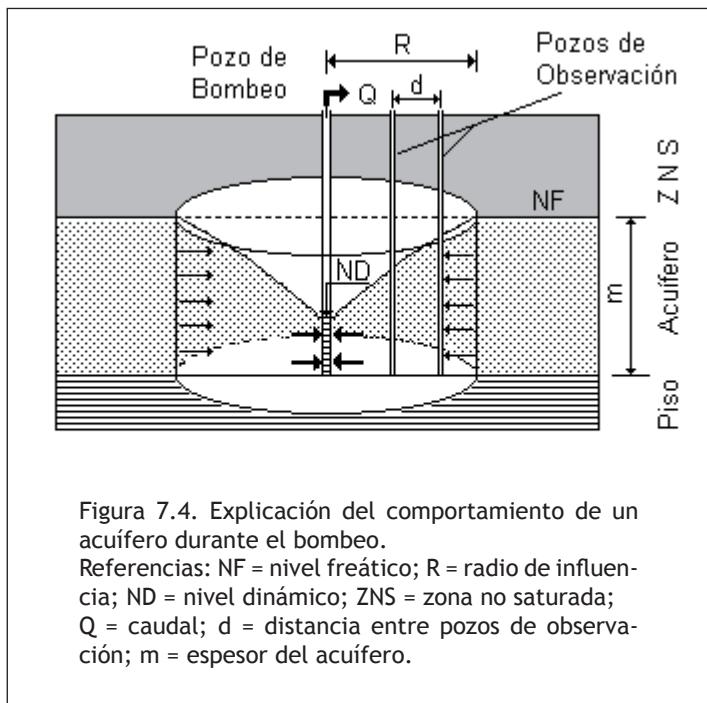
Al igual que con la porosidad, en el estudio de las aguas subterráneas es de suma importancia poder medir la permeabilidad. Para ello se han ideado permeámetros de distintos tipos, aparatos que tratan de reproducir la experiencia de Darcy. Los resultados que se obtienen con ellos son de alcance limitado, por los problemas de representatividad y disturbación de la muestra que se expusieron al tratar porosidad. No obstante ello, la permeabilidad de las arenas suele determinarse por ésta vía, sobre todo para el diseño de filtros en ingeniería hidráulica.

Una segunda técnica, de aplicación poco frecuente, consiste en el uso de trazadores. Estos son substancias fáciles de detectar que se introducen dentro de un acuífero por medio de una perforación, registrándose su tránsito dentro del acuífero tomando muestras de agua en perforaciones cercanas. Como puede imaginarse, con este método se trata de realizar el experimento de Darcy, pero a escala de campo. Como se indicó, es de uso poco frecuente, por una parte por ser una técnica “sucia” (debe introducirse en el acuífero una sustancia extraña), y por existir otras más eficaces. Estas últimas son los ensayos de bombeo, y la importancia del tema amerita que se las exponga en forma sumaria a continuación.

Hidráulica de los medios porosos

En el esquema de la figura 7.4, se ilustra qué ocurre en un acuífero, desde el que, por medio de una perforación que lo capta, se extrae agua. Como vemos en ella, se forma en derredor de la perforación un cono, conocido como cono de depresión, con el vértice hacia abajo y con su eje coincidiendo con la perforación misma. El nivel del agua dentro de la perforación previo al bombeo, coincide con el nivel freático o piezométrico según de que tipo de acuífero se trate, y se conoce como nivel estático, cualquiera sea. Iniciado el bombeo se producirá un descenso del mismo dentro de la perforación, descenso pronunciado en los primeros instantes, y paulatinamente atenuado a medida que el mismo progresá. Puede llegar a ocurrir que el nivel durante el bombeo, conocido como nivel dinámico, se estabilice o no, es decir,

continúe bajando de manera indefinida. Si se da la primera situación, a tales condiciones se las conoce como de estabilidad o estacionarias, mientras que las segundas son denominadas no estacionarias.



Tanto para las condiciones estacionarias como no estacionarias, se han desarrollado ecuaciones matemáticas que permiten el cálculo de los parámetros hidráulicos (transmisibilidad y coeficiente de almacenamiento) del acuífero que se ensaya por medio del bombeo.

Por Transmisibilidad se entiende la cantidad de agua que pasa a través de una sección de acuífero de ancho unitario y espesor igual al del acuífero. Observando la figura 7.5 puede comprenderse su significado, así como su relación con la permeabilidad. Esta puede expresarse de la siguiente manera:

$$T = K m$$

En la que T = transmisibilidad; K = permeabilidad y m = espesor del acuífero.

En cuanto al coeficiente de almacenamiento, para el que corrientemente se utiliza la letra S, por él se entiende la cantidad de agua entregada por un prisma unitario de acuífero, con un descenso también unitario del nivel en los acuíferos freáticos, o de la presión, en los confinados. En la misma figura 7.5 se grafica el concepto de S para ambos tipos de acuífero. Para el caso de los freáticos, como el cono de depresión es el volumen de acuífero drenado, en el que el agua contenida originalmente en los poros fue extraída por el bombeo, es igual a la porosidad eficaz. En cambio, si el acuífero bombeado es del tipo confinado, el cono de depresión es virtual, representando la nueva superficie piezométrica, con presiones inferiores a las iniciales, generada por el bombeo.

Teniendo presente la figura 7.4, se expondrá cómo se puede calcular T mediante un ensayo de bombeo. La ley de Darcy establece que $K = Q/A \times i$. El caudal Q, simplemente se mide. Por su parte, el área a través de la cual pasa el agua que se bombea, si las condiciones son de equilibrio, es decir, el nivel dinámico se estabiliza después de cierto tiempo de bombeo, es un cilindro de altura igual a la del acuífero y radio igual al del cono de depresión. En la figura 7.4 corresponde al cilindro que es superado por las flechas de trazo fino. La superficie de este cilindro (el área, A, de la ecuación de Darcy), es:

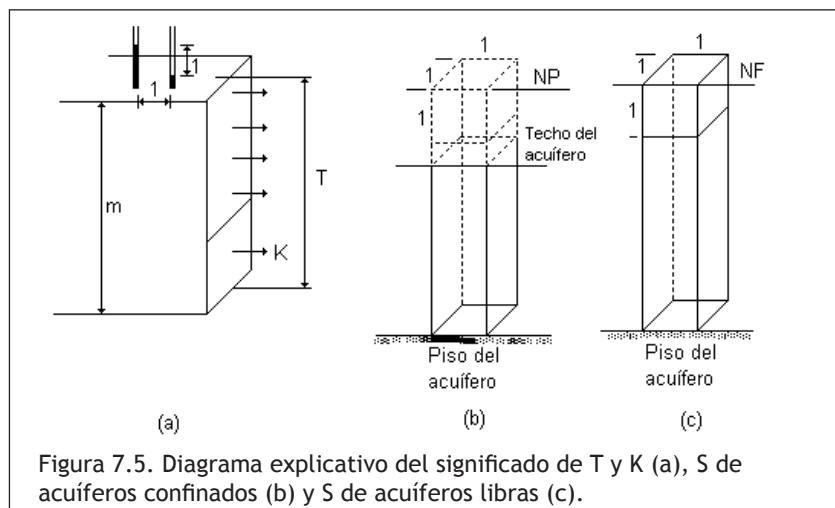
$$A = 2\pi R m$$

Por su parte el gradiente hidráulico $i = h/l$ de la ley de Darcy, para el caso que se analiza es igual a la pendiente de la pared del cono de depresión, o sea $(N_1 - N_2) / d$, en la que N_1 y N_2 son los niveles dinámicos del agua en ambos pozos de observación, y d, es la distancia que los separa. Reemplazando en la ecuación de Darcy, y simplificando se llega a que:

$$T = Q / (2\pi R m) \times (N_1 - N_2) / d$$

Notar que se trata de valores que pueden medirse y colocados en la ecuación respectiva, permiten calcular la transmisibilidad o la permeabilidad según se deseé. La anterior es una forma de la ecuación de Dupuit, y por cierto es una simplificación de la realidad. Por lo

común, los niveles no se estabilizan durante el bombeo, ni la composición del subsuelo es tan simple. En las ecuaciones usuales para el cálculo de T y S participa además, el tiempo de bombeo, tema que escapa al tratamiento del tema en esta obra.



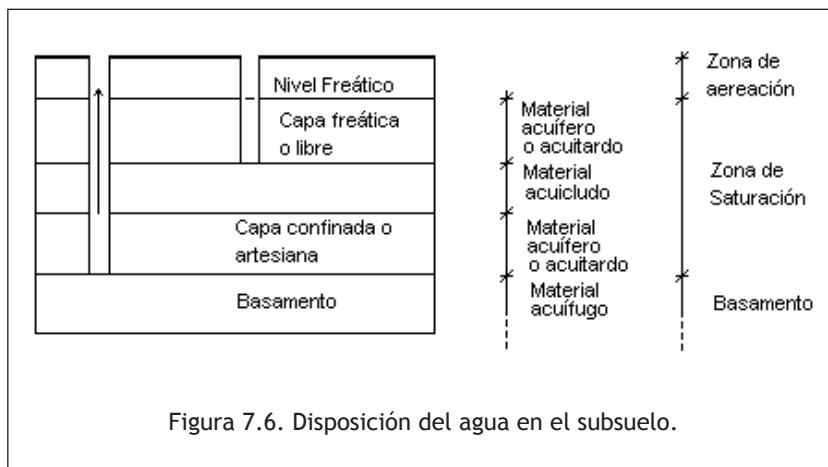
Disposición del agua en el subsuelo

Si efectuamos un corte imaginario de la parte más superior de la corteza terrestre, nos encontraremos con una distribución del agua tal como la representada esquemáticamente en la figura 7.6.

Analizando el gráfico podemos distinguir tres grandes zonas, que de arriba hacia abajo son: (i) la zona de aereación, o no saturada o de aguas vadosas, desarrollada desde la superficie del terreno hasta el nivel freático; (ii) la zona de saturación, que se extiende desde la anterior hasta el basamento y (iii) el basamento hidrológico. Cada una de ellas es descripta a continuación.

El **basamento hidrológico** está constituido por rocas acuífugas, y por debajo de él no existe posibilidad de encontrar ningún fluido (líquido o gas), porque no se encuentran terrenos porosos. Este basamento hidrológico, al que de aquí en más llamaremos simplemente basamento, suele coincidir con el basamento estructural, es decir, la base del relleno sedimentario de una cuenca de acumulación

de sedimentos. En algunos casos tal coincidencia no se da, y entonces debe distinguirse entre el basamento estructural y el basamento técnico, entendiéndose por tal aquél que constituye la frontera por debajo de la cual no existen terrenos porosos, es decir, nuestro basamento.



Con respecto a la profundidad a que se encuentran estas rocas, varía entre cero y alrededor de 8.000 metros. Cuando se encuentra a 0 m, es decir en la superficie, en esa zona no existen aguas subterráneas. Esta situación es relativamente fácil de reconocer en el terreno: cuando el mismo está constituido por granitos o rocas muy antiguas (en sentido geológico), tendremos el basamento en coincidencia con ella. En el otro extremo, se ha considerado que por debajo de los 8.000 m de profundidad, la presión ejercida por los materiales suprayacentes, elimina todo poro que pudiera existir en los materiales que fueron soterrados hasta allí, de manera que en ese orden de magnitud está la profundidad máxima a que se puede encontrar el basamento, en este caso, basamento técnico.

Es muy frecuente que la parte superior del basamento haya desarrollado porosidad secundaria y se integre a la zona de saturación. El espesor de la zona afectada de esta manera varía con la tectónica del área y las condiciones climáticas a las que pudo estar sometido el basamento. Los valores mayores están en el orden de los 100 m, en zonas tropicales con tectónica fuerte. El pasaje de la zona de saturación

ción al basamento, cuando la parte superior del mismo ha desarrollado porosidad secundaria, es transicional.

A manera de ejemplo sobre la distribución del basamento, en la figura 7.7 se representa un corte esquemático del subsuelo desde Chamaicó hasta Bernardo Larroudé (provincia de La Pampa). Puede verse en ella que poco al oeste de Chamaicó, el granito (roca acuífera que constituye el basamento), se encuentra en la superficie. Entre esta localidad y aproximadamente la de Realicó, se localiza un bloque elevado, limitado por dos fracturas, de manera que hacia el oeste y el este, el basamento se profundiza. Hacia esta última dirección, se desarrolla una cuenca sedimentaria, en la que el basamento está alrededor de 1000 m de profundidad.

Volviendo al análisis de la figura 7.6, por arriba del basamento se encuentra la **zona de saturación**. En ella todos los poros están saturados con agua. El límite inferior de esta zona, como se acaba de ver, es transicional. El superior por su parte, lo constituye el nivel freático o nivel de aguas libres. Esta es la superficie a la cual se encuentra el agua del subsuelo, y se manifiesta en el nivel que toma la misma en un pozo que intercepte la primera capa de agua subterránea. La capa freática está comunicada con la atmósfera a través de la zona superior, de aereación, y por lo tanto sometida a la presión atmosférica en toda su superficie.

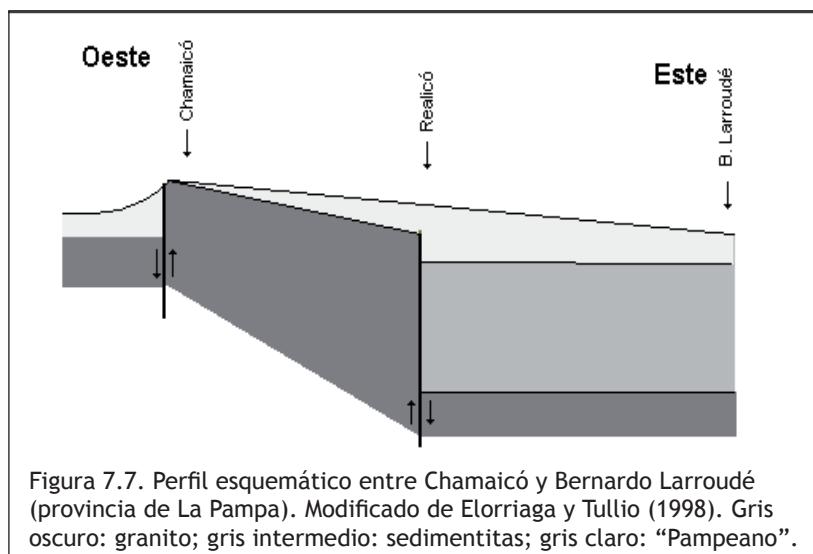


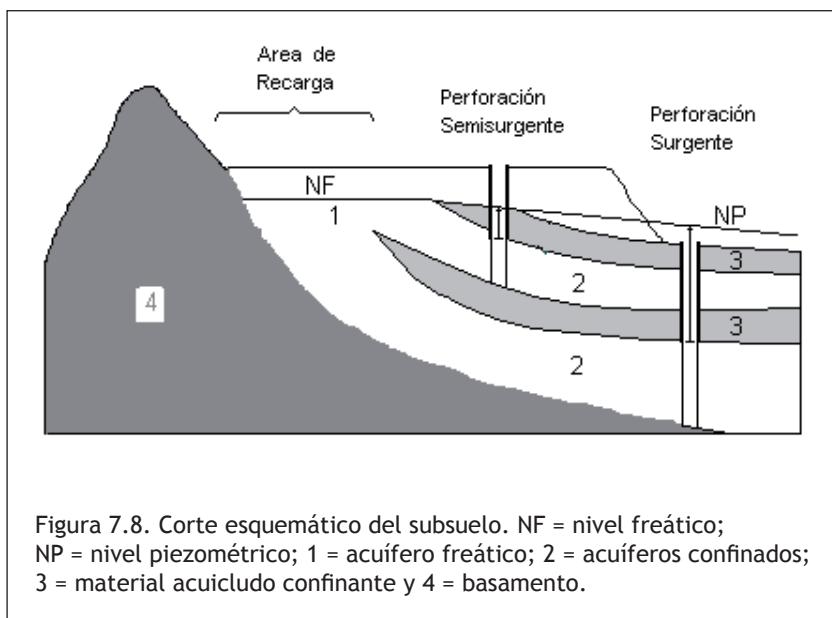
Figura 7.7. Perfil esquemático entre Chamaicó y Bernardo Larroudé (provincia de La Pampa). Modificado de Elorriaga y Tullio (1998). Gris oscuro: granito; gris intermedio: sedimentitas; gris claro: “Pampeano”.

La profundidad a la que se encuentra el nivel freático varía entre términos muy amplios, y depende de que en la zona ocurra infiltración, de su magnitud, de la permeabilidad del material acuífero, y en general, de las condiciones que determinan la circulación del agua en el subsuelo. Las profundidades máximas son algo superiores a los 100 m, aunque estos casos son ciertamente poco frecuentes. En el otro extremo, también limitados en el espacio, el nivel freático se encuentra en la superficie o muy cerca de ella, en aquellas zonas en que se produce el afloramiento de la superficie freática. Normalmente el nivel freático se encuentra a unas pocas decenas de metros de profundidad, con frecuencia a menos de 10 metros.

La capa freática es la que eventualmente recibe el agua que se infiltra hacia el subsuelo, y por esta razón el nivel freático fluctúa. Es así que se puede distinguir entre una zona de saturación permanente y otra de saturación intermitente. Esta última está limitada por los niveles freáticos mínimo y máximo históricos, mientras que la zona de saturación permanente se desarrolla por debajo del nivel freático mínimo histórico. Con respecto a la amplitud de la fluctuación, puede alcanzar a varios metros, alrededor de 5 m en zonas de recarga importante, hasta escasos centímetros en aquellas en las que no la hay, casos en los cuales las fluctuaciones son el reflejo de los ascensos y descensos producidos zonas aledañas.

Finalmente, siempre con respecto a la capa freática, en algunos sitios no está presente, siendo confinado el primer acuífero que se encuentra. Esta conformación de subsuelo se da cuando la zona de aereación está compuesta por material acuicludo, o donde no hay recarga.

Siempre dentro de la zona de saturación, pero debajo de la capa freática, se pueden encontrar una o más capas confinadas o artesianas, separadas de la anterior por estratos de material acuicludo, tal como una arcilla. En la figura 7.8 se han dibujado solo dos, por razones de claridad del diagrama, pero es fácil de comprender que si el basamento estuviera más elevado, el único acuífero posible de estar presente sería la capa freática, y por el contrario, cuando más profundo esté, y en la columna sedimentaria se intercalen materiales acuicludos, pueden existir más de dos acuíferos confinados.



Estas capas confinadas también reciben el nombre de artesianas, semisurgentes o surgentes. El nombre de artesianas deriva del hecho de que la primera perforación registrada que captó un acuífero de este tipo, se encuentra en Artois, una localidad francesa. Por su parte semisurgente alude al hecho que una vez pinchado el acuífero, el nivel del agua asciende dentro de la perforación, debido a que el agua contenida en los poros, a diferencia de lo que ocurre con la capa freática, no está sometida a la presión atmosférica. Como puede verse en la figura 7.8, tal presión depende de la diferencia de altura entre el nivel freático en el área de infiltración y la cota del terreno en que se capta el acuífero, ya confinado. Incluso puede suceder, si la cota del terreno es suficientemente baja, que el agua contenida en el acuífero, una vez perforado el techo del mismo, mane en forma espontánea a la superficie, en cuyo caso el acuífero se denomina surgente. Vale recalcar que un acuífero freático, si se dan las condiciones de subsuelo adecuadas, puede pasar a ser un acuífero confinado, el cual, de acuerdo a la zona en que se lo capte por medio de una perforación, se comportará como semisurgente o surgente.

El nivel que alcanza el agua de los acuíferos confinados en una perforación se conoce como nivel piezométrico, aunque es de advertir

que nivel piezométrico suele usarse también como sinónimo de nivel freático.

Para terminar con la zona de saturación, deben mencionarse los acuíferos multicapa. Estos, muy comunes en la llanura pampeana, son acuíferos de gran desarrollo vertical, que están conformados por estratos, generalmente lentiformes, de diferente permeabilidad. En su extensión vertical, no existe separación hidráulica entre los distintos niveles, que pueden llegar a ser acuitardos, o aún acucluidos, pero sin interrumpir la comunicación hidráulica entre los distintos horizontes.

Volviendo al análisis de la figura 7.6, por sobre la zona de saturación se encuentra la de aereación, también llamada zona no saturada o zona de aguas vadosas. La dinámica del agua en la misma es mucho más compleja que en la anterior, y sólo en épocas recientes se está comprendiendo su funcionamiento. El límite con la inferior, como ya se vio, es el nivel freático. Por sobre él, se desarrolla la franja capilar, en la que el agua asciende mojando las paredes de los poros, sin llegar a saturarlos, por acción de la tensión superficial. La altura o espesor que alcanza esta franja capilar, depende del tamaño de los poros, o sea indirectamente del tamaño de los granos del sedimento que los origina, y es de unos decímetros para las arenas, hasta algunos metros para las arcillas. Puede verse de manera directa en los pozos cavados para extracción de agua, en los que se manifiesta como la zona húmeda que se encuentra por sobre el nivel del agua. Acerca del desarrollo vertical de esta zona no saturada, es válido todo lo dicho con relación al nivel freático, dado que se extiende desde el mismo hasta la superficie.

Reservas y recarga de aguas subterráneas

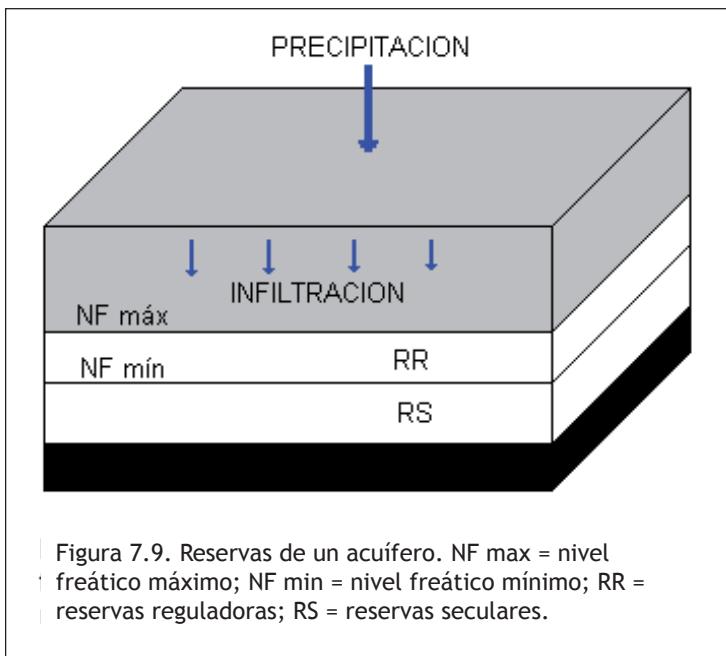
El total del agua contenida en un acuífero está compuesta por dos partes: las reservas seculares y las reservas reguladoras o recarga (figura 7.9).

Las primeras son las acumuladas luego de un tiempo más o menos largo (secular proviene de siglo), al establecerse el equilibrio dinámico entre la infiltración, circulación y descarga de un acuífero. Se desarrollan, en sentido vertical, desde el piso del acuífero hasta el nivel freático mínimo histórico.

Las reservas reguladoras o recarga, corresponden a la cantidad de agua ingresada al acuífero por medio de la infiltración durante un período de tiempo determinado, por lo general un año. Se encuentran por sobre las anteriores, y sus límites inferior y superior son los niveles freáticos mínimo y máximo, respectivamente, del período que se considera.

Puede distinguirse entre recarga directa (RD) e indirecta (RI). La primera de ellas es la que ingresa al acuífero por infiltración de las precipitaciones circulando a través de la zona de aereación. También se la conoce como recarga difusa. La RI es la que penetra en el acuífero, previo a una concentración en superficie a favor de un escurrimiento local (figura 7.10). La prevalencia de un tipo u otro de recarga, guarda relación con la aridez del medio. En efecto, está comprobado que en zonas húmedas prevalece la RD sobre la RI, la que en estos ambientes prácticamente es despreciable. A medida que aumenta la aridez, va tomando preponderancia la RI sobre la RD, a punto tal que en zonas de fuerte aridez casi toda la recarga operada es indirecta.

En cuanto a la estimación de la recarga, la RI es difícil de valorar. La RD en cambio, puede estimarse a partir de información tomada en uno o dos de los medios físicos involucrados en el proceso: la atmósfera, la zona de aereación y la capa freática misma. En zonas húmedas los errores de estimación son bajos y poco significativos con relación al volumen de agua en juego. Normalmente se obtienen valores aceptables a partir del balance hídrico de la cuenca o región que contiene al acuífero. Por el contrario en zonas áridas, los errores de estimación pueden ser significativos, razón por la cual es recomendable estimarla con diferentes metodologías hasta lograr coherencia entre los resultados. Nuevamente puede señalarse una diferencia entre las RD calculadas para zonas húmedas, de las propias de medios áridos. A medida que se penetra en ambientes de aridez creciente, la recarga calculada tiene valor progresivamente más restringido hasta ser simplemente de alcance puntual, de manera que su extrapolación a la totalidad del acuífero requiere un trabajo adicional de validación regional.



En cuanto a los métodos de estimación en sí, los más comunes son cinco, y con las limitaciones de cada uno de ellos se describen sumariamente a continuación.

En primer lugar puede mencionarse el balance hídrico seriado a nivel del suelo, tal como se desarrolló en el capítulo 4. En estos balances se cuantifica el agua recibida por el suelo, la consumida en el proceso evapotranspiratorio y el cambio de almacenamiento de agua en el mismo. Los excesos de agua que el suelo no puede retener, se considera que se incorporan a la capa freática como recarga. Estos balances seriados pueden calcularse con paso mensual, semanal o diario, pero la experiencia demuestra que los de paso diario son los que mejor reproducen los procesos que afectan el agua en el suelo, y en consecuencia son los que dan mejores resultados. Las limitaciones de esta metodología como estimadora de la RD, estriban en el valor de evapotranspiración que se acepte, en la profundidad de actuación de las raíces que se adopte y en el valor de la capacidad de almacenamiento del tramo de suelo considerado. Si bien es cierto que estos valores se fijan con un criterio de razonabilidad, no dejan de ser arbitrarios, y por lo tanto generadores de error.

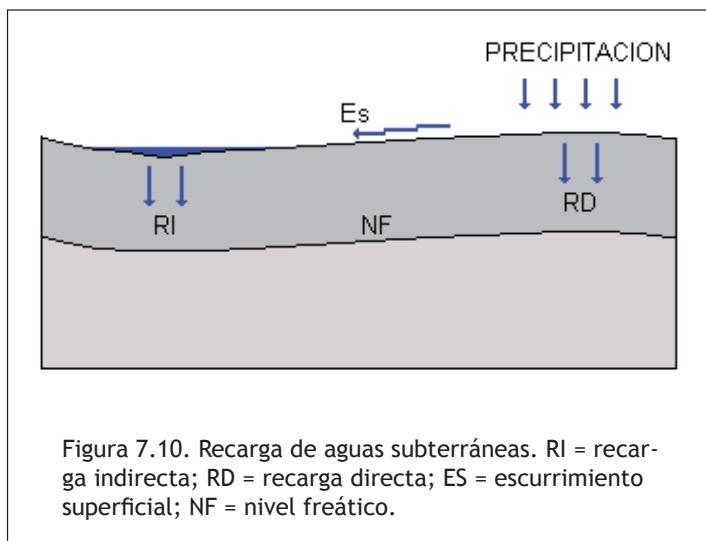


Figura 7.10. Recarga de aguas subterráneas. RI = recarga indirecta; RD = recarga directa; ES = escurrimiento superficial; NF = nivel freático.

Una segunda técnica se basa en el seguimiento del nivel freático (figura 7.11). Consiste en observar y medir los ascensos del nivel freático en varios puntos de control, y transformar esos ascensos en el volumen de agua ingresado al acuífero, teniendo en cuenta la porosidad del mismo. Las limitaciones en este caso, se refieren al valor de la porosidad eficaz que se atribuye al acuífero, y a la discriminación de los ascensos debidos a recarga de los que reconocen otro origen. Con respecto al primero, en un acuífero freático la porosidad eficaz habitualmente se determina mediante un ensayo de bombeo, metodología que, a su vez, tiene sus propios errores de estimación.

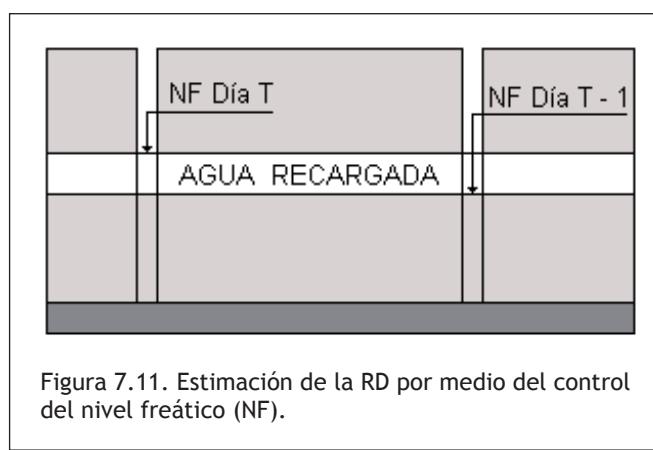
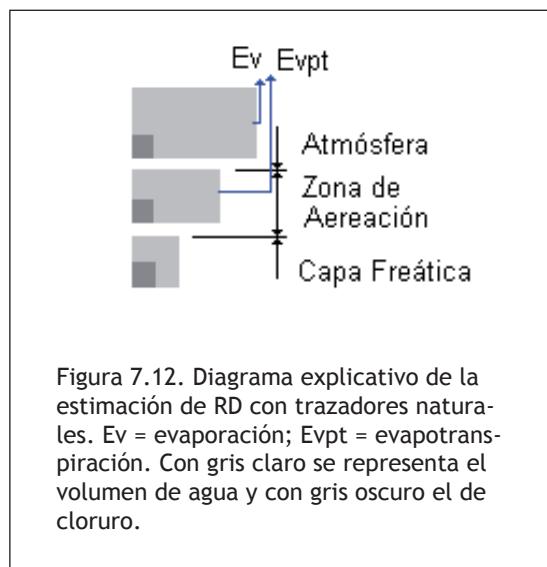


Figura 7.11. Estimación de la RD por medio del control del nivel freático (NF).

Finalmente, siempre con respecto a la estimación de la RD por seguimiento del nivel freático, es común que el monitoreo del mismo sea discontinuo, de manera que un evento de recarga puede que no se capte en toda su magnitud.

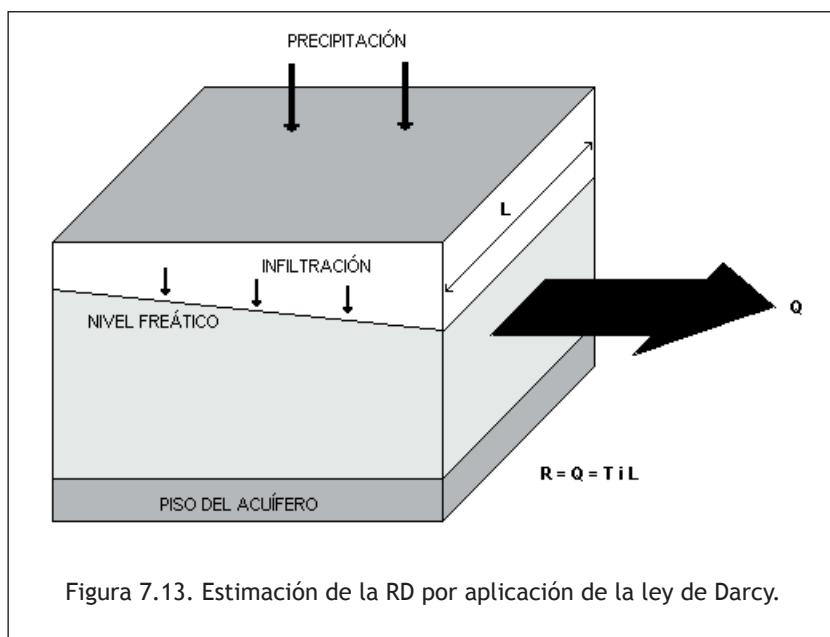
Una tercera metodología se basa en el uso de trazadores naturales. Los trazadores son iones que una vez disueltos e ingresados a la masa de agua, permanecen en ella o sufren alguna transformación que puede seguirse. Los trazadores más utilizados para estos fines son el Cloruro y el Tritio.



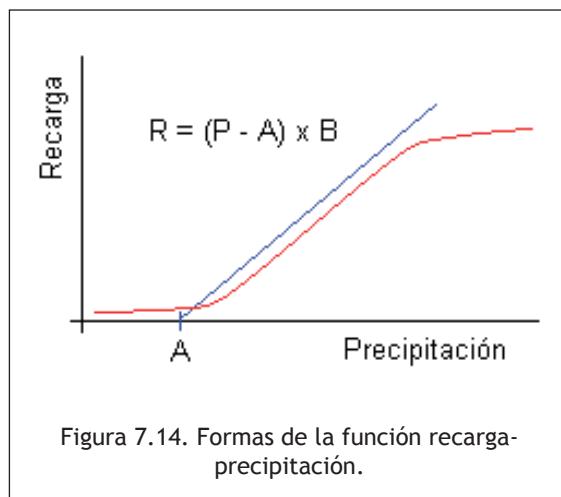
El cloruro tiene la propiedad de formar compuestos de alta solubilidad, de manera que una vez incorporado al agua, permanece en ella. Es fácil de comprender entonces (figura 7.12), que si conocemos su concentración en el agua de lluvia y en la capa freática, podemos deducir qué parte de la precipitación se ha evaporado y/o evapotranspirado antes de ingresar a la capa freática, porque la cantidad del trazador es constante. Las limitaciones de la estimación de RD por el método de los cloruros, radican en que se desprecia el aporte del ión que podría incorporarse al agua durante su tránsito por la zona de aereación, en el valor de la concentración del ión en la capa freática que se tome en cuenta (en algunos casos se toma el mínimo, en otros

la mediana y en otros la media), y finalmente, en la forma en que se colecte el agua de lluvia.

En cuanto al tritio, este es un isótopo del hidrógeno con dos protones adicionales en su núcleo. Es radiactivo, y su período de semidesintegración es de 12,5 años. Esta propiedad lo hace particularmente útil para el análisis de recargas producidas en décadas anteriores.



Finalmente debe mencionarse el cálculo de la RD por aplicación de la ley de Darcy al flujo subterráneo (figura 7.13). Conociendo la geometría del acuífero y sus parámetros hidráulicos, puede estimarse la cantidad de agua que drena a partir de las áreas de recarga, aceptando que el nivel freático se mantiene más o menos estable. Este método de estimación es costoso, porque el conocimiento de la geometría del acuífero requiere de perforaciones. En cuanto a otra limitación, esta de tipo técnico, es la adopción del valor de la transmisibilidad del acuífero, valor que se obtiene de ensayos de bombeo, pero, además de variar dentro de un acuífero, los cálculos que la estiman no están exentos de error.



Con respecto a la recarga de acuíferos, la relación entre la recarga y la precipitación tiene una utilidad potencial importante. En efecto, si las demás variables que intervienen en el proceso son iguales (cobertura vegetal, permeabilidad de la superficie, pendiente del terreno, etc.), la recarga es directamente proporcional a las precipitaciones, y guardan una relación simple.

Si se dispone de valoraciones de la recarga operada en una formación para diferentes montos de precipitaciones, y puede aceptarse que las condiciones de superficie son comparables, los pares de puntos recarga-precipitación se alinearán sobre una recta similar a la de la figura 7.14. La ecuación de la recta respectiva posee dos coeficientes, A y B que tienen significado físico interesante. A, representa el valor umbral de precipitaciones por debajo del cual no se produce RD, mientras que B, da la pendiente de la recta, es decir, la alícuota de agua precipitada por sobre el umbral anterior, que alcanzará a la capa freática como recarga.

Precisando la forma de la relación recarga-precipitación, se ha señalado que en realidad esta función debe tener la forma de S alargada, tal como aparece en la línea sigmoidea de la figura 7.14. En cuanto a su límite inferior, la RD en alguna cantidad, aunque sea ínfima, puede ocurrir, con montos negligibles de 1 ó 2 mm/año. Por otra parte la función debe hacerse asintótica a un valor máximo, determinado por la capacidad del acuífero para recibir la recarga. En

condiciones normales, las recargas calculadas corresponden al tramo ascendente de la curva, que puede asimilarse a una recta, tal como la que se grafica con trazo recto.

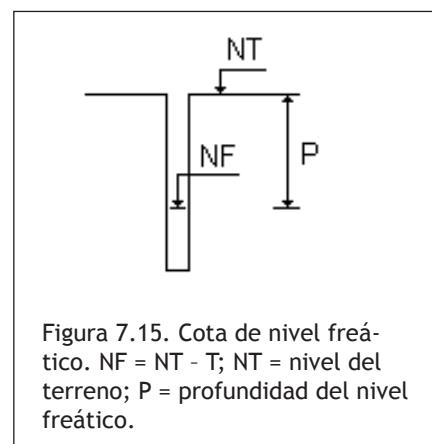
Funciones recarga-precipitación han sido establecidas, entre otros casos, para el acuífero de la arenisca de Londres, acuíferos de Sudáfrica y de la Argentina, en este caso, para acuíferos bajo médanos. El valor umbral A, en todos los casos está en el entorno de los 300 mm/año, lo cual indica que con precipitaciones por debajo de ese valor, la RD es muy baja.

Mapas de aguas subterráneas

Los mapas hidrogeológicos en sentido amplio, deben representar las propiedades del conjunto agua - roca. Este sistema es tridimensional, y adicionalmente, cambia en el tiempo, de manera que ninguno lo puede hacer totalmente. La variabilidad temporal se subsana indicando la fecha de colección de datos para elaborar los mapas y la dimensión en profundidad complementando los mapas con perfiles.

Diversas características de las aguas subterráneas pueden representarse en mapas. Son varios los tipos que pueden elaborarse, dependiendo de qué se quiera representar y de la información disponible. Sobre el tema existe una normativa propuesta por la International Association of Hydrogeologists. Con el fin práctico de exponer la mayor cantidad de ellos, se pasará revista a los más comunes.

Mapas de líneas isofreáticas e isopiézicas: Las líneas isofreáticas son líneas que unen puntos de igual altura del nivel freático, de manera que un plano con esta representación tiene el mismo significado que un mapa topográfico con curvas de nivel, ya que realmente representan la topografía de la superficie freática. Las líneas isopiézicas son exactamente lo



mismo, pero referidas a la superficie piezométrica de un acuífero confinado. Lamentablemente suelen usarse isofreático e isopiézico como sinónimos, aún entre especialistas, cuando en realidad no lo son. También se las conoce como líneas equipotenciales.

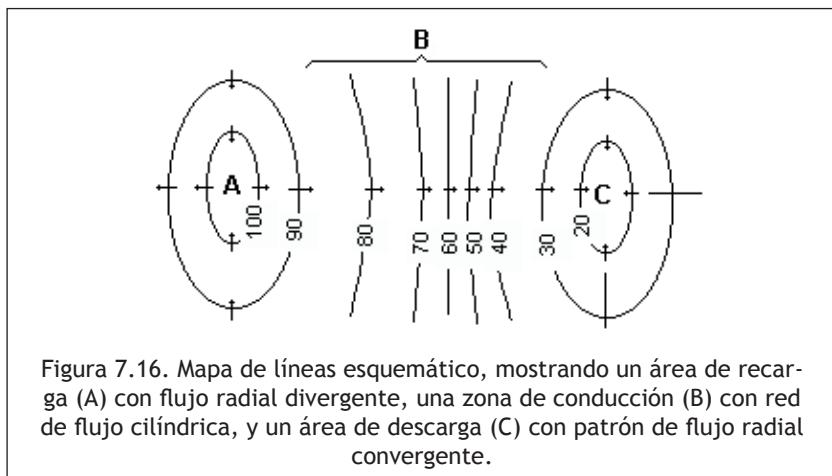
Para la elaboración de mapas de este tipo, debe contarse con información de la altura del nivel freático sobre un plano de referencia, normalmente el nivel del mar. Para ello se mide la profundidad del nivel freático en un pozo o perforación (figura 7.15), y conociendo la cota topográfica de la boca del punto de medición, se obtiene por diferencia la correspondiente al nivel freático. De acuerdo a la densidad de puntos de medición que se logren para un área y a la complejidad geológica de la misma, podrá elegirse la escala del mapa y la equidistancia entre las líneas.

Estos mapas permiten trazar la red de flujo, es decir, el sentido del movimiento del agua subterránea. Se insiste en lo señalado en la introducción a este capítulo: el movimiento del agua subterránea normalmente no está encauzado, es muy lento y se verifica en forma de manto. Las líneas de flujo indicadoras de la dirección del movimiento, se trazan perpendiculares a las líneas isofreáticas o isopiézicas, debido a que en esa dirección se encuentra la máxima pendiente (figura 7.16). Obviamente, como la energía que causa el movimiento del agua es la fuerza de la gravedad, el mismo tiene lugar desde las partes con el nivel freático más elevado, hacia las que lo poseen a una cota inferior.

Una segunda utilidad de estos planos es permitir clasificar la superficie freática sobre la base de su red de flujo. Así pueden distinguirse (figura 7.16) patrones de flujo radiales y cilíndricos. Los primeros a su vez, pueden subdividirse en radiales divergentes y radiales convergentes. En ambos casos la red de flujo muestra un diseño centrífugo o centrípeto, respectivamente. Por su parte las capas freáticas con diseño de flujo cilíndrico, poseen una red de flujo aproximadamente paralela.

Observando la misma figura 7.16, puede apreciarse una tercera utilidad de estos planos: identificar áreas de recarga, de conducción y de descarga. Las primeras, evidentemente son aquellas en las que el agua ingresa al subsuelo, y por ello elevan el nivel freático. Las últimas, por el contrario, corresponden a aquellos lugares en los cuales

el agua freática retorna a la atmósfera, provocando un descenso de su nivel. Por su parte las de conducción, son aquellas que vinculan las áreas de recarga con las de descarga.



Otra utilidad de estos planos, se refiere a que indican de manera cualitativa la permeabilidad del material acuífero, ya que, a mayor separación de las líneas isofreáticas, corresponde mayor permeabilidad del material acuífero. Para demostrar la regla anterior, prestando atención a la parte central de la figura 7.16, puede verse que entre las isofreáticas de 90, 80 y 70 m, la separación entre ellas es mayor que la respectiva entre las de 70, 60 y 50 m. Teniendo en cuenta la ley de Darcy, que establece

$$Q = K \cdot i \cdot A$$

Siendo que Q (caudal) y A (área) son constantes, el primero en virtud del principio de continuidad porque en esta zona el agua no puede desaparecer, y la segunda porque el área es la delimitada entre ambas líneas de flujo, si el gradiente hidráulico i aumenta, lo que se manifiesta en que las líneas isofreáticas están más juntas, es porque la permeabilidad K disminuyó.

Mapas de Líneas Isoquímicas: Son planos con líneas que unen puntos de igual concentración o igual valor de cualquier variable

química. Por ejemplo, en los mapas de líneas isosalinas, tales curvas unen puntos de igual residuo seco. Asimismo pueden elaborarse mapas con líneas de igual contenido en sulfato, cloruro o cualquier otro ión. Para su elaboración debe contarse con una serie de puntos para la toma de muestras de agua (normalmente se las obtiene en los mismos lugares y al mismo tiempo que se miden los niveles para confeccionar los mapas isofreáticos), sobre las que se realiza un análisis químico. Con esta información puntual volcada en el plano, puede interpolarse manualmente entre puntos cercanos para el trazado de las líneas de isocontenido, tarea que también puede hacerse con programas de computación desarrollados para estos trabajos.

La utilidad de estos mapas es doble. Por una parte permiten ver de manera simple y rápida cómo varía un contenido químico en sentido horizontal, y de esta manera ubicar áreas que cumplan con determinados requisitos, por ejemplo, poseer agua potable. En segundo término, conjuntamente con los mapas de líneas isofreáticas, habilitan para estudiar la evolución química del agua, desde que ingresa al subsuelo en las áreas de recarga.

Bibliografía específica

DE ELORRIAGA, E. y J. TULLIO (1998). *Estructuras del subsuelo y su influencia en la morfología en el norte de la provincia de La Pampa*. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica. Actas III:499-506. Buenos Aires.

8

Capítulo VIII

Balance hídrico

8

Introducción

Un balance hídrico no es más que la cuantificación del ciclo hidrológico. Desde el punto de vista de la física, es la aplicación al mismo del principio de la conservación de la masa, ya que, como la hidrosfera está en movimiento, y su volumen se considera constante, la parte de ella que sale de un ámbito, debe ingresar a otro y viceversa. Teniendo presente la figura 1.2 (capítulo 1) que esquematiza el ciclo hidrológico, resulta evidente que puede plantearse, por ejemplo:

$$Em = Pm + Pt \quad y \quad Pt = Esp + Evpt + In$$

En las que Em = evaporación desde el mar; Pm = precipitación en el mar; Pt = precipitación en la tierra; Esp = escurrimiento superficial; Evpt = evapotranspiración e In = infiltración.

La primera ecuación está indicando simplemente, que el agua evaporada desde los océanos y mares se transforma en la precipitación que se produce en los mismos y sobre los continentes, y la segunda, que esta última se distribuye en tres vías: escurre por la superficie, retorna a la atmósfera y se incorpora al subsuelo. Así como se expresan los ejemplos anteriores, los balances hídricos quedan planteados. Para completarlos o resolverlos, se requiere darle cifras a cada uno de sus componentes.

De lo anterior se desprende que la resolución de un balance hídrico, conlleva dos etapas: la de planteo, y la de medida o estimación de sus componentes. La primera consiste en identificar y analizar los procesos que afectan la circulación del agua en el espacio físico que

se pretende balancear, y su signo relativo, y la segunda en dar valor numérico a cada uno.

El concepto de balance hídrico que se acaba de exponer, requiere precisarlo en tres aspectos: el espacio, el lapso de tiempo y el tramo del ciclo hidrológico a que se refiere.

Espacio al que se refiere un balance hídrico

Así como se plantean más arriba, los balances se refieren a toda la hidrosfera. Sin duda que el mismo es muy interesante, más aún desde un punto de vista geográfico, porque da una idea del volumen de la misma y de las transferencias de masa a las que está sujeta.

Pero normalmente, sobre todo con fines prácticos, los balances hídricos se refieren a una superficie menor. La unidad para la cual se plantean y resuelven, con frecuencia es la cuenca real de un curso de agua, es decir, la superficie drenada por el mismo comprendida entre divisorias de agua superficial, más las áreas aledañas que subterráneamente se descargan en ella, si es que existen.

Tal unidad de cálculo de un balance hídrico, obviamente puede utilizarse cuando existe drenaje superficial organizado. La observación de un mapa hidrográfico a escala adecuada, pone de manifiesto que existen áreas, muy comunes en las zonas llanas, en las que no existen cursos de agua superficial. Se trata de las regiones que se denominan arreicas. En estos casos, la definición del área de planteo y cálculo de un balance hídrico, puede hacerse de dos maneras.

Una, consiste en recurrir a las divisorias de agua subterránea. La limitación de esta alternativa, que debe manejarse con mucho cuidado, estriba en el hecho de que tales divisorias no son estáticas, ya que cambian de posición de acuerdo a la ocurrencia de mayor o menor infiltración. De manera que si no es posible delimitar un área de cálculo en base a ellas (por ejemplo cuando definen o encierran un área demasiado pequeña con respecto a las oscilaciones que puedan presentar), debe recurrirse a delimitar el área para el planteo y cálculo del balance hídrico de manera arbitraria, es decir, referirlo a una superficie cualquiera, que puede ser una unidad administrativa (un departamento o ejido municipal, por ejemplo), u otra similar. De hecho,

tratándose de zonas arreicas, ésta es la manera más común de definir la superficie de planteo y cálculo de un balance hídrico.

De manera general, puede decirse que los balances hídricos de zonas grandes (un continente, una cuenca hidrográfica importante, etc.), tienen un interés primordialmente geográfico, por cuanto son los indicados para describir desde un punto de vista hídrico un espacio, conocer un recurso vital del mismo (el agua), y poder planificar su aprovechamiento a grandes rasgos. Por el contrario, un balance hídrico resuelto para un área pequeña, por lo general tiene un interés básicamente práctico, apuntando al uso del recurso en la zona cubierta por el análisis, incluido el proyecto de obras de ingeniería para su aprovechamiento.

El lapso de tiempo

Los balances hídricos pueden resolverse para un lapso de tiempo determinado, o con valores medios. Este último es el caso de los ejemplos que sirven de base a la introducción de este capítulo. Pero el mismo balance podría resolverse para un año cualquiera en particular, o un conjunto de años, o aún para un lapso menor a un año.

Expresado de manera general, los balances hídricos se resuelven en tiempo real o con valores medios. La hidrología de tiempo real, es la que se refiere a un lapso de tiempo determinado, mientras que la de valores medios lo hace para un lapso de tiempo largo, tomando las medias de las variables que intervienen. Siguiendo el ejemplo anterior de cuál interesa a quién, los balances medios, en general, son de interés primordialmente geográfico, mientras que a medida que se restringe el lapso de tiempo de cálculo, los balances apuntan a resolver un problema específico.

No debe perderse de vista que se están considerando los balances hídricos de manera general, ya que hay muchas excepciones, es decir, balances hídricos calculados para áreas grandes y con valores medios, también pueden ser útiles con fines prácticos, por ejemplo, para concebir y ante proyectar una obra de ingeniería como un dique o un área bajo riego.

Al considerar el lapso de tiempo al que se refiere un balance, debe tenerse presente el significado y valores que puede alcanzar otro

componente del mismo que aún no se ha considerado: la variación de almacenamiento ΔS . En efecto, la expresión más general que puede plantearse para un balance hídrico, cualquiera sea el área a la que se refiere, es:

$$En = Sal \pm \Delta S + \varepsilon$$

En la que En = entradas de agua; Sal = salidas de agua; ΔS = variación de almacenamiento y ε = error.

Suponiendo que el error sea igual a cero, cuando se trabaja en tiempo real las entradas difícilmente tendrán el mismo valor que las salidas, y se igualan con ΔS . Si las entradas de agua son mayores que las salidas (siempre que el error sea cero), ello significa que el área incrementó la cantidad de agua almacenada en ella, por ejemplo ascendiendo el nivel freático o aumentando el volumen de los cuerpos de agua en superficie. En estos casos ΔS es positivo. Por el contrario, si las entradas de agua a la zona son menores que las salidas, el significado de ΔS es el inverso: el área en estudio ha perdido agua que tenía almacenada, y ΔS es negativo.

Siempre aceptando que el error sea igual a cero, cuando se calcula el balance de un área con valores medios, es decir para un lapso de tiempo largo, no en tiempo real, ΔS debe ser igual o muy parecido a cero. Ello es así porque los períodos de abundancia o escasez hídrica, en un lapso de tiempo largo se compensan. Si ΔS no es igual a cero, su valor muy probablemente corresponde al error cometido. En el supuesto de que no se hubieran cometido errores, en este caso ΔS estaría indicando una tendencia, al anegamiento en caso de ser positivo o al desecamiento si es negativo. Ninguno de los casos es fácil de demostrar.

Tramo del balance

El ciclo hidrológico se desarrolla en la atmósfera, la superficie, el suelo y el subsuelo, espacios en los que circula y se almacena el agua. Un balance hídrico integral, cuantifica en agua en todos esos espacios. Cuando ello es así, suelen referirse simplemente como ba-

lance hídrico. Pero además de estos balances, que, se reitera, tienen en consideración todos los espacios de la zona para la que se los plantea, existen otros más restringidos que solo toman en consideración alguno de los tramos del ciclo hidrológico.

Por ejemplo, se ha visto en el capítulo 4 el balance hídrico siendo a nivel del suelo. Este balance toma en consideración solo la parte más superior de la litosfera, mientras que los procesos en la superficie son ignorados y los de la atmósfera y subsuelo considerados de manera accesoria al objetivo de estos balances, que es cuantificar el agua que penetra y sale de ese espacio reducido.

De la misma manera se plantean balances hídricos parciales referidos a otros tramos del ciclo hidrológico, un acuífero, por ejemplo, cuantificando cuanta agua sale del mismo como descarga. Otros balances hídricos parciales de mucha utilidad son los que se centran en el agua almacenada en lagos o la que circula en un río o la contenida en la atmósfera.

Medida de los componentes del balance

Definida el área sobre la que se calculará el balance, el lapso de tiempo que se tomará en consideración y si se calculará para todos los tramos del ciclo hidrológico o alguno en particular, corresponde realizar su planteo. Como se expuso en un apartado anterior, el planteo más general que puede hacerse es $En = Sal \pm \Delta S + \varepsilon$. Avanzando en el planteo, debería identificarse cuáles son las entradas y cuáles las salidas posibles y para ello debe recurrirse a identificar los espacios físicos desde los que ingresará agua a la zona estudiada y los que recibirán el agua que sale de la misma. De esta manera, la ecuación anterior puede desglosarse como sigue:

$$\begin{aligned} P + E_{sup} + E_{sub} + A_{imp} = \\ E_{vpt} + E_{sup} + E_{sub} + A_{exp} + \Delta S + \varepsilon \end{aligned}$$

En la que P = precipitación; E_{sup} = escurrimiento superficial; E_{sub} = escurrimiento subterráneo; A_{imp} = agua importada (la que antropicamente, por bombeo por ejemplo, se fuerza a ingresar al área); E_{vpt} = evapotranspiración; A_{exp} = agua exportada (la que

antropicamente se fuerza a salir de la zona); ΔS = cambio de almacenamiento y ε = error.

Puede llamar la atención que en el planteo anterior no figure la infiltración, entre las salidas del sistema. Pero si se tienen en cuenta los destinos finales, tanto de la infiltración poco profunda como de la profunda o recarga, puede entenderse que la primera está valorada en la evapotranspiración, y la profunda en el escurrimiento subterráneo de los acuíferos.

También puede prestarse a confusión, que tanto entre las entradas como en las salidas figuren escurrimiento superficial y escurrimiento subterráneo. Pero en realidad, el agua que ingresa al área del balance por cualquiera de éstos medios, no necesariamente tiene el mismo valor en la salida de la misma.

El planteo general expuesto más arriba, puede detallarse más. Por ejemplo si el tramo de interés que se quiere cuantificar, es la superficie, puede plantearse (figura 8.1):

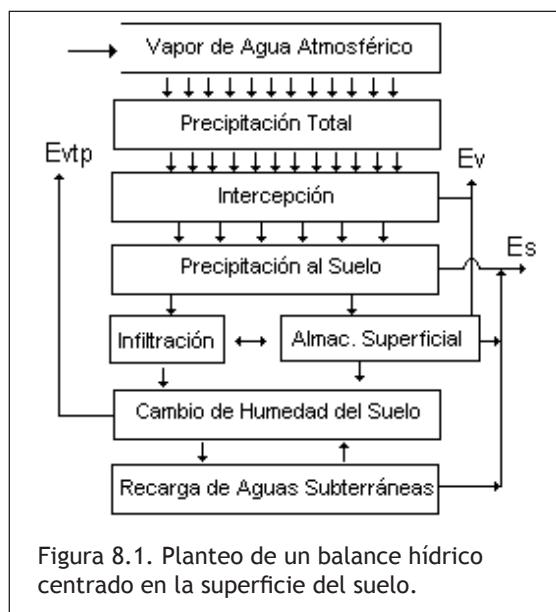


Figura 8.1. Planteo de un balance hídrico centrado en la superficie del suelo.

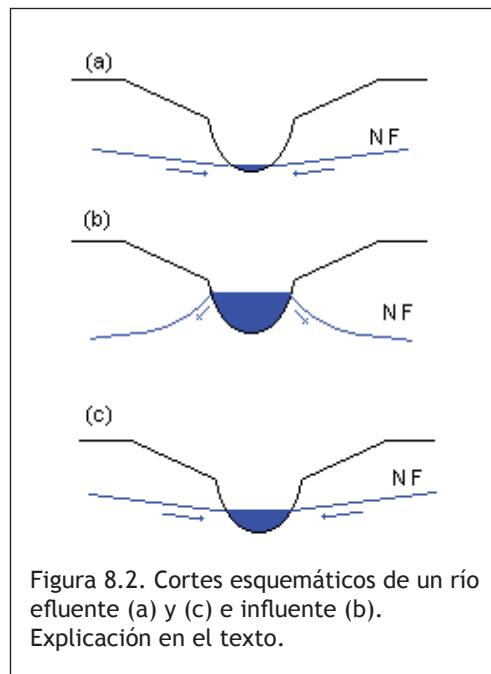
Este esquema está representando que la zona recibe agua en forma de vapor de agua atmosférico, y allí por algunos de los procesos que se han visto en el capítulo 3, cae hacia la superficie en forma de precipitación. Esta precipitación, antes de alcanzar el suelo, en parte

es interceptada por el follaje, y queda sometida a evaporación directa. Otra parte, prácticamente toda si la cubierta vegetal es poco densa o nula, alcanza el suelo. Sobre éste, una parte se infiltrará, otra se almacenará en depresiones formando lagos y lagunas, y una tercera escurrirá sobre la superficie.

Analizando cada una de estas en particular, el agua que se infiltra en primer lugar cambia el contenido de humedad del suelo, aumentándolo, hasta alcanzar la capacidad de campo. Esta agua queda disponible para las raíces de las plantas que la utilizan en sus procesos fisiológicos, retornando a la atmósfera por medio de la evapotranspiración. Asimismo, en parte puede evaporarse directamente desde el suelo, sin la intervención de los vegetales. Si saturada la capacidad de campo, aún queda agua disponible, esta circula hacia abajo por la fuerza de la gravedad, hasta alcanzar el nivel freático, incorporándose como recarga. Esta agua que alcanza la capa freática, mediando ciertas condiciones, puede ascender a la zona de humedad del suelo para acrecentarla, puede escurrir subterráneamente hacia zonas más bajas, o puede incorporarse al escurrimiento superficial, constituyendo el llamado caudal de base de los cursos de agua.

En cuanto al agua almacenada en la superficie, en parte queda sujeta a evaporación directa, en parte se infiltra y en parte contribuye al escurrimiento.

Analicemos por último el escurrimiento superficial. Una vez saturado el suelo, o, si la intensidad de las precipitaciones es mayor que la capacidad de infiltración del mismo, el agua que alcanza la superficie comienza a escurrir a favor de la pendiente, formando arroyos y ríos.



Para ilustrar todo el proceso descrito conviene considerar que sucede en una cuenca real (con el significado que se le atribuyó oportunamente en el capítulo 5), observando qué ocurre en un perfil transversal al curso de agua principal en la cercanía de la salida del sistema (Figura 8.2).

En el caso a, el curso de agua se encuentra en estiaje y actúa como efluente, es decir, drena a la capa freática. En el caso b, el río se encuentra crecido y actúa como influente, reponiendo las reservas de la misma. Esta situación sobreviene después de una entrada de agua a la cuenca, tal como un aguacero. Finalmente, en el caso c, pasó una onda de crecida, pero el río tiene un caudal mayor que en el estado a, debido a que al incrementarse las reservas de la capa de agua que drena, el gradiente hidráulico con el que ésta alcanza al cauce es mayor. Desde esta situación c, el río retornará a los estados a o b.

Se puede precisar aún este proceso, estudiando los hidrogramas del río en el punto en que se bosquejaron los perfiles anteriores (Figura 8.3):

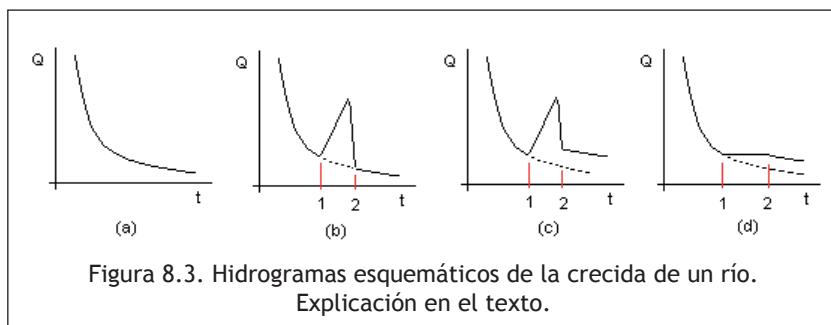


Figura 8.3. Hidrogramas esquemáticos de la crecida de un río.

Explicación en el texto.

En el caso a, el caudal del curso de agua disminuye con el tiempo, porque el gradiente hidráulico disminuye como consecuencia del agotamiento progresivo de la capa drenada. Esta curva se conoce como curva de agotamiento. Con un hidrograma en bajante como el señalado, ante un ingreso de agua al sistema (una tormenta, si el río es de régimen pluvial, o la llegada de la primavera en el caso de los de régimen nival), pueden ocurrir tres situaciones distintas, ilustradas con el hidrogramas b, c y d de la figura 8.3.

En el caso b, el hidrograma presenta un “pico de crecida”, que disminuye en forma brusca y el río retorna a los valores de caudal que

tenía antes de ocurrida la misma. Un hidrograma de crecida de este tipo, está indicando que hubo una entrada de agua al sistema, con una intensidad mayor que la capacidad de infiltración, y que ocasionó una infiltración menor que la capacidad de campo, es decir, que no recargó a la capa freática, por lo cual casi toda el agua ingresada escurrió.

En el caso c, el hidrograma también presenta un pico de crecida, que disminuye en forma suave hasta retornar a la tendencia de bajante anterior a la misma, pero con un valor de caudal mayor. Esto significa que se ha producido una entrada de agua al sistema. La misma fue mayor que la capacidad de infiltración (por ello hubo escurrimiento), y tal infiltración fue a su vez mayor que la capacidad de campo, de manera que parte se infiltró hacia la capa freática, aumentando su gradiente hidráulico y en consecuencia el caudal de base.

Finalmente en el caso d, el caudal escurrido en un instante t_1 se estabiliza hasta uno posterior t_2 , en que retoma su tendencia anterior. Este hidrograma puede interpretarse como que se ha producido una entrada de agua al sistema con una intensidad menor que la capacidad de infiltración, por lo cual toda el agua se infiltró, siendo esta infiltración suficiente para reponer la humedad del suelo y recargar a la capa freática.

Medida o cálculo de los componentes del balance hídrico

Recapitulando lo expuesto hasta aquí, para el cálculo de un balance hídrico, debe en primer lugar definirse el área para el que se lo calculará, si se trabajará con valores medios o en tiempo real y el tramo del ciclo hidrológico que es de interés cuantificar. Luego debe efectuarse su planteo, y finalmente proceder a dar valores numéricos a cada una de sus componentes.

En este apartado se pasará revista a como puede cumplimentarse este último paso. En los capítulos anteriores se han ido enumerando las distintas maneras de valorar los componentes de un balance hídrico: precipitaciones, evaporación y evapotranspiración, caudal de ríos, infiltración, etc. Aquí se harán consideraciones sobre la confiabilidad de cada uno.

En primer lugar deberá decidirse si se calculará el balance con altura de lámina o volúmenes de agua. En el primer caso, tanto las entradas, como las salidas de agua, la variación de almacenamiento y el error, se expresan como la altura (corrientemente en mm) de la lámina de agua imaginaria, de superficie igual a la cubierta por el área del balance, que corresponde a la variable cuantificada. En el otro caso, cada variable se expresa directamente como el volumen de agua (en m³ o Hm³ según su tamaño) que le corresponde. El uso de alturas o volúmenes es indistinto. En general, expresar los balances hídricos en alturas de lámina es fácil de interpretar por especialistas, pero no lo es tanto para quienes están formados en otras disciplinas.

El agua ingresada a una zona por precipitaciones, por lo común se valora a partir de los registros de altura del agua precipitada, llevados por las estaciones pluviométricas. Si la densidad de las mismas es la adecuada y los pluviómetros normalizados, los valores así obtenidos son confiables. Si dentro del área para la que se calcula el balance se encuentran varias estaciones pluviométricas (el caso más común), deberá adoptarse algún criterio para considerar diferentes precipitaciones para distintos sectores. Para ello puede recurrirse a la definición de áreas homogéneas en base a la topografía, vegetación, etc., o definir las zonas de representatividad de cada estación mediante técnicas estadísticas. El grado de precisión conseguido al considerar las precipitaciones sobre un área de cálculo, depende de la metodología adoptada para ello, y en grado creciente va desde la media aritmética (la menos precisa y para áreas grandes directamente inaplicable), el método de las isoyetas, el de los polígonos de Thiessen y la definición de áreas homogéneas.

El escurrimiento superficial (Esup), tanto en la entrada como en la salida, puede obtenerse de diferentes maneras, tal como se vio en el capítulo 5. Los valores más confiables son los obtenidos con molinete. En grado algo menor los surgidos de una curva altura-caudal bien calibrada, y menos precisos aún, los métodos restantes. Debe tenerse presente que cualquiera de estos datos de caudal se expresan en unidades de volumen / tiempo (normalmente m³/seg), que deben transformarse en el volumen escurrido o derrame, para el lapso de tiempo que se calcula el balance.

Cuando se trata de áreas pequeñas, u otras en las que el escurrimiento es esporádico (no permanente), suele recurrirse para estimar el caudal, en muchas ocasiones de manera obligada, a estimarlo como un porcentaje de las precipitaciones. Para ello se ha desarrollado una técnica por parte del United States Soil Conservation Service, que se basa en una serie de características físicas de la zona, tales como pendiente, cobertura vegetal, tipo de suelo, etc. No es un método preciso, pero en muchas ocasiones es el único aplicable, ya que los cauces pequeños de escurrimiento intermitente, raramente se aforan con los métodos convencionales.

El escurrimiento subterráneo (E_{sub}), al igual que el anterior tanto en la entrada como en la salida del área de cálculo, es de los más difíciles de estimar, y por ello con frecuencia son motivo de controversias. Una forma de hacerlo es aplicando la ley de Darcy al medio subterráneo, para lo cual debe conocerse muy bien el subsuelo, y haberse obtenido mediante ensayos de bombeo sus parámetros hidráulicos, en particular la permeabilidad. Como se expuso más arriba, al presentar la fórmula de balance hídrico general, el E_{sub} contiene la infiltración profunda o recarga. Por ello, si se dispone de una evaluación confiable de la misma, suele suponerse que el E_{sub} entrante, difiere del que sale de área sólo en ésta magnitud, o dicho de otra manera, el E_{sub} que recibe un área, tiene el mismo valor que el que sale de ella, incrementado con la recarga. Puede entenderse que, si este criterio es aplicable, los términos E_{sub} de entrada y E_{sub} de salida se anulan. La evaluación de la recarga ha sido expuesta en el capítulo 7.

El agua importada (A_{imp}), se estima fácilmente en base a los registros del operador del sistema que maneja la importación. Los casos más frecuentes son aquellos en que se importa agua por medio de un acueducto para abastecer con agua potable a alguna población, o por medio de un canal para servir a un área bajo riego, produciendo un trasvase de una zona hacia otra. De manera idéntica puede estimarse el agua que eventualmente se exporte (A_{exp}) desde una cuenca o área hacia otra.

En cuanto a la evapotranspiración ($Evpt$), salvo que se trate de balances hídricos que justamente tienen por finalidad estimar su valor, se recurre a las fórmulas empíricas, obteniendo la $Evpt$ real por medio de un balance hídrico seriado a nivel del suelo, del paso menor

que la información disponible permita, tal como se desarrolló en el capítulo 4.

El término evaporación (Ev), es pertinente introducirlo en un balance cuando en el área para el que se lo calcula existen lagos o lagunas de extensión significativa, dado que el paso de agua desde ellos a la atmósfera, se cuantifica con más precisión separándolo de la Evpt. La evaluación del agua transferida por ésta vía, normalmente se efectúa a partir de los valores de evaporación en tanque tipo A, de uso difundido en nuestro país, afectados por un factor oasis que debe determinarse para el caso, tal como se vio en el capítulo 3.

Finalmente ΔS (cambio de almacenamiento) y ϵ (error), surgen del cálculo del balance. El primero puede tomar valores positivos o negativos cuando se trabaja en tiempo real, o tender a cero cuando se lo hace con valores medios. Por su parte el error, debe resultar de la suma algebraica de los errores de estimación de cada variable estimada o medida.

Lo expuesto hasta aquí sobre la forma de cálculo de un balance hídrico, se refiere a condiciones naturales. En algunos casos debe tenerse presente, además, si en el área se efectúa algún uso consuntivo, en cuyo caso deberán considerarse estas extracciones.

Utilidad de los balances hídricos

Teniendo presente que un balance hídrico cuantifica el agua presente en una zona, puede entenderse que sea una herramienta fundamental para planificar su aprovechamiento, incluso para el diseño de las obras de ingeniería necesarias para ello. Si se carece de un balance hídrico razonablemente confiable, cualquier emprendimiento de utilización del agua corre el serio riesgo de fracasar, por cuanto se carece de un dato básico: de cuánta agua se dispone.

Sumado a lo anterior, el aprovechamiento intensivo del agua requiere de herramientas más sofisticadas que un simple balance hídrico: los modelos matemáticos. Estos, no son más que la división del área de cálculo de un balance en pequeños componentes o celdas, para cada una de las cuales se calcula su balance, y se lo pone en función del tiempo. Un balance hídrico como el que se estuvo analizando, es el punto de partida de un modelo de este tipo.

Los modelos matemáticos, además de su utilidad para el manejo del agua, a su vez son la base de la hidrología prospectiva o de simulación, esto es, permiten predecir con fundamento científico, que ocurrirá con una zona ante un evento hipotético, por ejemplo, una precipitación extraordinaria, o por lo contrario, la extracción para uso consuntivo de un volumen importante de agua.

No se agotan con la anterior las utilidades de un balance hídrico. Otra utilidad de los mismos consiste en determinar, por diferencia, algún componente del mismo que no pudo medirse o calcularse, por ejemplo, la infiltración profunda o recarga. En estos casos, sobre todo si el balance es calculado en tiempo real, la determinación del componente incógnita conlleva un error importante, ya que el valor que se obtenga incluirá el ΔS más el error metodológico del que no está exento ningún balance hídrico, por más cuidado que se ponga en la valoración de cada componente. Por el contrario, cuando el balance se calcula con valores medios históricos, casos para los cuales el ΔS debe tender a cero, el valor que se obtiene de esta manera por diferencia, se aproxima mucho al real.

9

Capítulo IX

Contaminación del agua

Introducción

Cuando se aborda el tema de la contaminación del agua, debe comenzarse por aclarar qué se entiende por agua contaminada, ya que no existe un criterio uniforme al respecto. Una tendencia, en base al hecho de que el agua como especie química pura en la naturaleza prácticamente no existe, sostiene que todas las aguas naturales están contaminadas. Por el contrario, otra propuesta al respecto, es partidaria de considerar como contaminadas a aquellas aguas a las que la intervención humana le ha cambiado alguna de sus propiedades naturales. Esta última escuela es partidaria de denominar a las que naturalmente poseen algún contenido o propiedad perniciosa para ciertos usos, como agua contaminada naturalmente.

La segunda de las acepciones de contaminación, la que requiere de la intervención del hombre para cambiar las propiedades originales del agua, es de aceptación más general y gradualmente va ganando adherentes, al menos en el ámbito científico-técnico.

Desafortunadamente no ocurre lo mismo fuera de él. Efectivamente, cuando un agua contiene algún elemento nocivo para un uso determinado, arsénico por ejemplo tratándose de agua para bebida, porque las condiciones fisicoquímicas del medio natural en que se encuentra así lo determina, el común de la gente suele referirse a ella como “agua contaminada con arsénico”, cuando en realidad sería más apropiado indicar que posee una concentración alta del ión, o, en todo caso, que está contaminada “naturalmente”.

En lo que sigue, se entenderá por agua contaminada aquellas a las que antropicamente se le han cambiado sus propiedades naturales, mediante la incorporación de alguna sustancia o propiedad inmaterial

(calor o radioactividad, por ejemplo). Asimismo, por acción contaminante, se entenderá cualquier actividad humana que cambie las propiedades originales del agua que utiliza.

No todas las contaminaciones involucran un detrimento de la calidad del agua para consumo humano u otros usos. Por ejemplo, la adición de calor en cantidades moderadas, producirá un aumento en la temperatura, aumento que no significa un deterioro significativo para la mayoría de los usos para los que el agua era útil previamente a la acción contaminante.

Por el contrario, la incorporación de elementos radioactivos o tóxicos, produce una degradación en la calidad que puede llegar fácilmente a tornar un agua originalmente apta para ciertos usos, en inapta. En estos casos, cuando lo que se revierte es la potabilidad del agua, existe cierto consenso en denominar esta acción contaminante como polución.

Son muchas las actividades humanas que toman agua del medio natural, y luego de utilizarla la devuelven al mismo, habiéndole cambiado alguna de sus propiedades naturales, es decir, habiéndola contaminado de acuerdo al concepto que se sigue al respecto. A manera de ejemplo pueden citarse a las aguas de uso doméstico o las utilizadas en las industrias.

Dos características de la especie humana tornan serio el problema de la contaminación: los seres humanos tendemos a vivir agrupados en comunidades y somos seres industriales.

El hecho de vivir en comunidades, produce un efecto concentrador de la contaminación doméstica. En efecto, en el caso hipotético de que la humanidad viviera uniformemente distribuida sobre todas las tierras emergidas, la carga contaminante que generaría sería revertida sin mayores problemas por el medio natural. El hecho de que la contaminación doméstica sea un problema serio, deriva de la tendencia humana de agruparse para vivir en ciudades, transfiriendo al medio la carga contaminante que produce, sobre un área reducida y con alta concentración.

En cuanto al hecho de ser industriales, se refiere a que la especie humana ha desarrollado habilidades para tomar elementos del medio natural y transformarlos en utensilios o herramientas, descartando una parte del material original, es decir, generando desperdicios.

Agregado a ello, prácticamente todas las industrias requieren agua para su proceso, agua que en muchos casos no se incorpora al producto elaborado, sino que una vez utilizada es devuelta a su circuito en el ciclo hidrológico, pero contaminada.

Las reflexiones anteriores no pretenden abogar por el despoblamiento de las ciudades o la limitación de la actividad industrial, sino demostrar las causas generadoras de la contaminación, ya que tanto una como otra característica humana, son compatibles con un ambiente sano, ambiente del que forma parte el agua, si se tiene conciencia del efecto que producen esas actividades y existe la voluntad de resolverlo.

Conceptos relativos a contaminación

Los elementos o substancias que contaminan un agua, pueden ser de dos tipos diferentes: **conservativos** y **no conservativos**.

Los primeros son aquellos que una vez ingresados a la masa líquida, permanecen como tales por un período de tiempo largo. Los no conservativos, por el contrario, son los que luego de un lapso de tiempo corto, se degradan y pasan a ser una carga inofensiva. Un ejemplo de los primeros son los compuestos del nitrógeno, y no conservativos, la materia orgánica.

Con relación a la permanencia del contaminante en el líquido, para algunos compuestos químicos de uso agrícola, se indican los valores de vida media, entendiendo por tal el lapso de tiempo durante el cual el producto mantiene sus propiedades. Las vidas medias de los más comunes de estos agroquímicos, varían entre 1 y 180 días, y se ha señalado que cuando superan las 2 ó 3 semanas, son potencialmente contaminadores de las aguas subterráneas. Aquí puede notarse un conflicto de intereses entre los usuarios y productores de estos agroquímicos, y el ambiente. En efecto, para los primeros, cuando más larga sea la vida media del compuesto, más eficiente será, mientras que desde el punto de vista de un ambiente sano, cuando más corta sea, más chances habrá de mantener limpio o recuperar un ambiente contaminado.

Con respecto a las acciones contaminantes, considerando el espacio en que se producen, pueden distinguirse la **contaminación**

difusa y la contaminación puntual. La primera es la que afecta una gran área, con una carga contaminante de concentración baja. Como ejemplo de la misma puede mencionarse la que se produce en el subsuelo de un centro poblado que carece de una red de desagüe cloacal, en el que el agua utilizada en las viviendas se elimina por medio de pozos negros absorbentes. La contaminación puntual es la que se produce en un área pequeña, asimilable a un punto, en el que se vierte una alta carga contaminante. Como ejemplo de la misma puede hacerse referencia al vertido de las cloacas de un centro poblado, o la mayoría de los vertidos de desagües industriales.

Por otra parte, teniendo en cuenta la distribución en el tiempo de las acciones contaminantes, estas pueden ser permanentes, periódicas o eventuales.

Como permanente puede entenderse la contaminación, puntual o difusa, de las aguas utilizadas en una ciudad. La periódica, es aquella que contamina por períodos a modo de pulsos contaminantes, como la producida por las industrias que trabajan estacionalmente. La contaminación eventual no reconoce periodicidad, y por lo general está asociada con accidentes en plantas industriales o de almacenamiento.

Indicadores de contaminación

La contaminación del agua se pone de manifiesto por la aparición o incremento de algunas propiedades, substancias disueltas u organismos vivos en la masa líquida (por lo general microscópicos), revelados por medio de un análisis físico químico y microbiológico del agua.

Una primera aproximación, meramente orientativa del estado de un curso o cuerpo de agua superficial, puede obtenerse por medio de los animales que viven en, o relacionados a ellos. Así por ejemplo, la presencia de peces que requieren aguas claras y bien oxigenadas, es un primer indicio, se reitera orientativo, de que la masa líquida no está contaminada. Por el contrario, la presencia de anguilas o ratas, está indicando el estado inverso.

Como los contaminantes son muchos y pueden encontrarse en concentraciones muy dispares, suele recurrirse a algunas propiedades

del agua, que indican contaminación. Seguidamente se pasará revista a los indicadores y sustancias disueltas de uso más común para demostrar que una masa de agua, superficial o subterránea, está contaminada.

Demandia Bioquímica de Oxígeno (DBO). Esta es la cantidad de oxígeno necesaria para la respiración de los organismos microscópicos aeróbicos descomponedores de la materia orgánica, más el requerido para la oxidación de la misma. Esta oxidación transforma a la materia orgánica en CO₂, agua y cantidades muy reducidas de compuestos de nitrógeno, azufre, etc., que son gaseosos y se disipan en la atmósfera.

Suele interpretarse mal a la DBO, asumiéndola como indicadora de que el agua no contiene oxígeno. No es así. Un agua puede contener oxígeno disuelto, pero en cantidad insuficiente para la respiración de los microorganismos y la oxidación de la materia orgánica, caso bastante frecuente, que resulta en una DBO positiva a pesar de que el agua contiene oxígeno.

La DBO se expresa en mg/l de oxígeno, y en un agua común alcanza valores de unos pocos mg/l, sin que ello indique necesariamente contaminación. Un agua cloacal, típicamente alcanza valores de 500 a 700 mg/l, y en las aguas residuales de industrias alimenticias suele alcanzar, y aún superar, los 1000 mg/l.

Demandia Química de Oxígeno (DQO). Tiene un significado similar a la DBO: es el valor de la DBO, más el oxígeno necesario para oxidar otros elementos o moléculas oxidables, además de la materia orgánica. Los valores de la DQO, que también se expresan en mg/l de oxígeno, son algo superiores a los correspondientes a los de la DBO.

Compuestos del Nitrógeno: Amonio (NH₄⁺), Nitrito (NO₂⁻) y Nitrato (NO₃⁻). El primero de los mencionados es un indicador de la presencia en el agua de materia orgánica. El segundo, resulta por lo general de la oxidación del anterior. Finalmente el nitrato, reconoce dos orígenes: atmosférico y por oxidación de los nitritos. El amonio y el nitrito, pueden alcanzar concentraciones de unos pocos mg/l. El nitrato, en casos extremos puede superar los 150 mg/l.

Microbiología del Agua. Cualquier masa de agua es un medio adecuado para que en ella vivan microorganismos tales como bacterias, algas, virus, etc., de manera que la sola presencia de ellos no es indicadora de contaminación, de acuerdo al concepto de la misma que

se sigue. Un indicio más fuerte en favor de la misma, es la presencia de bacterias del grupo de las coliformes. Estas, normalmente viven en el tracto digestivo de animales de sangre caliente (aves y mamíferos, incluido el hombre), de manera que su presencia indica que al agua ingresó materia fecal de organismos de sangre caliente.

Oligoelementos. La presencia de elementos químicos, en particular metales pesados, en concentraciones superiores a las del ambiente, con frecuencia es un indicador de contaminación, más precisamente con aguas residuales de industrias. La mayor parte de los metales pesados, si es que están presentes naturalmente en el agua, lo están en concentraciones mínimas, de microgramos (milésima parte del miligramo) por litro, o a lo sumo, fracciones de mg/l. Cuando se encuentra una concentración de cualquiera de ellos superior a 1 ó 2 mg/l, salvo que se esté en proximidades de un yacimiento del metal, su presencia está denunciando contaminación.

Compuestos Orgánicos Sintéticos. Dentro de estos se encuentran los biocidas, de uso progresivamente más difundido en la agricultura. La presencia de los mismos en el agua, sin duda es consecuencia de que alguien, conscientemente o sin saberlo, lo ha incorporado, ya que no existen en la naturaleza. Por ello, la presencia de compuestos de este tipo, debe considerarse, sin dudas, como contaminación.

Hidrocarburos. Estos compuestos son poco solubles en agua, pero, salvo raras excepciones en la cercanía de yacimientos de petróleo, su presencia en el agua es consecuencia de algún derrame, accidental o no, de petróleo o sus derivados.

Color, Olor y Sabor. Estas propiedades organolépticas, generalmente indican contaminación. En efecto, colores diferentes a un azul verdoso tenue en grandes masas de agua, olores desagradables y sabores diferentes a los de sales disueltas, son un indicio a favor de procesos contaminantes.

Tipos de aguas residuales

Por agua residual se entiende aquella que fue tomada del medio natural para aplicarla en algún uso no consuntivo, y luego reintegrada al ambiente por medio de algún sistema de desague, habiéndole

cambiado sus propiedades originales, es decir, siguiendo el concepto de contaminación a que se adhiere, habiéndola contaminado.

Son tantas las actividades que producen aguas residuales, que resulta útil una sistematización de las mismas. En base a la actividad que las genera, se suelen distinguir cuatro tipos: **domésticas, pluviales, industriales y agrícolas**.

Las aguas residuales domésticas, se generan en las viviendas como resultado de la preparación de alimentos y de la higiene personal y del hogar. Estas aguas se reintegran al ambiente por medio de pozos absorbentes o a través de un sistema colector de líquidos cloacales, y en caso de alcanzar una masa líquida, transmiten a la misma su contaminación. Se caracterizan por una alta DBO (consecuencia de su alto contenido en materia orgánica), sólidos sedimentables, vitaminas, bacterias, virus, detergentes y material inorgánico disuelto, incluidos algunos tóxicos (Pb, Hg, etc.) y nutrientes (Compuestos de nitrógeno y fósforo).

Las aguas residuales pluviales son las que se forman como consecuencia de la impermeabilización del suelo en pueblos y ciudades, por los techos de las viviendas y el pavimento. Aún sin pavimento en las calles, el tránsito produce una compactación del terreno natural que disminuye en buena medida su porosidad y permeabilidad. Por todo ello en las zonas urbanizadas se generan aguas de escurrimiento superficial, que no existirían si no existiera el área poblada. Estas aguas de escurrimiento lavan la ciudad, y en consecuencia se cargan con los desechos que en ella encuentra, de los cuales los más conspicuos tal vez sean los hidrocarburos de derrames de combustibles y lubricantes.

El tercer tipo de aguas residuales, las producidas por industrias, es un grupo amplio y bastante heterogéneo, por la diversidad de procesos industriales. Todas las industrias requieren agua para su funcionamiento. En algunos casos una parte de ella se incorpora al producto que la industria elabora, mientras que en otros, toda el agua utilizada es devuelta al medio natural. La contaminación debida a la actividad industrial, es de distinto tipo, y lógicamente depende de la industria, aunque pueden identificarse grupos de industrias que producen contaminaciones semejantes. En la Tabla 9.1 se indica qué contaminación producen algunas industrias al agua que utilizan en su proceso, sin

pretender ser completa, tanto en lo que se refiere a las actividades industriales, como a la contaminación por ellas producida.

Finalmente, las aguas residuales agrícolas, son generadas por la agricultura, y pueden subdividirse en dos tipos. Por un lado las debidas al uso de productos químicos (fertilizantes y biocidas en general), tanto las derivadas de la aplicación del producto en sí, como las resultantes del lavado de los equipos de aplicación. El otro subtipo corresponde al agua excedente de aplicaciones de riego. En efecto, cuando se riega un cultivo, se aplica agua en exceso con respecto a la que el cultivo realmente utiliza en su proceso vegetativo. Ello es así por cuanto es imposible llegar a cada planta con la cantidad de agua exacta que ella requiere, de manera que existe un sobrante, que en alguna medida incorpora los productos químicos utilizados en la actividad agrícola, y compuestos que puede lixiviarse desde el suelo.

Tabla 9.1. Contaminación producida por industrias.

INDUSTRIA/ CONTAMINANTE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Alimenticias	x	x			x	x								
Curtiembre	x	x	x			x		x		x				x
lavaderos de lana	x								x					
Cerámica		x							x			x		
Papel		x							x			x		
Mosaicos y Marmolerías	x						x							
Industrias Químicas			x			x	x			x	x	x		
Petróleo				x		x				x				
Petroquímica				x		x	x							
Autopiezas				x										
Decapado de metales					x		x		x	x		x		
Baterías y Pilas						x			x					x

NOTAS: 1, DBO; 2, Material en suspensión; 3, Sales disueltas; 4, Grasas, aceites e hidrocarburos; 5, Detergentes; 6, Sabores y Olores; 7, Sustancias tóxicas; 8, Residuos ácidos y/o Alcalinos; 9, Color; 10, Metales tóxicos pesados; 11, Fenoles; 12, Cianuro; 13, Arsénico; 14, Mercurio.

Para terminar con la presentación de los diferentes tipos de aguas residuales, todas con algún grado de contaminación, debe tenerse presente que además suele mencionarse a las **aguas residuales mixtas**, entendiendo por tales la mezcla de dos o más aguas residuales de diferentes orígenes. La inclusión de esta categoría, encuentra su justificación en el hecho de que el tratamiento que requiere cada tipo de agua residual para alcanzar parámetros que per-

mitan su vertido al medio natural, deteriorándolo lo menos posible, es diferente para cada caso, por lo cual, la mezcla de aguas residuales de distinta procedencia, agrega una complejidad adicional para su tratamiento.

Contaminación de cursos de agua

Los cursos de agua superficial tales como ríos y arroyos, son los destinatarios preferidos sobre otros destinos para el volcado de efluentes, por dos razones. Por un lado debido a que evacuan del área el agua residual, y los olores y otras características desagradables asociadas a ellas. En segundo lugar, porque un curso de agua, si tiene velocidad y turbulencia adecuadas, incorpora el oxígeno atmosférico y facilita la autodepuración del efluente.

En este sentido, el proceso de contaminación de un río puede esquematizarse en tres estados sucesivos, desarrollados desde el punto de vertido hacia aguas abajo, tal como se muestra en la figura 9.1.

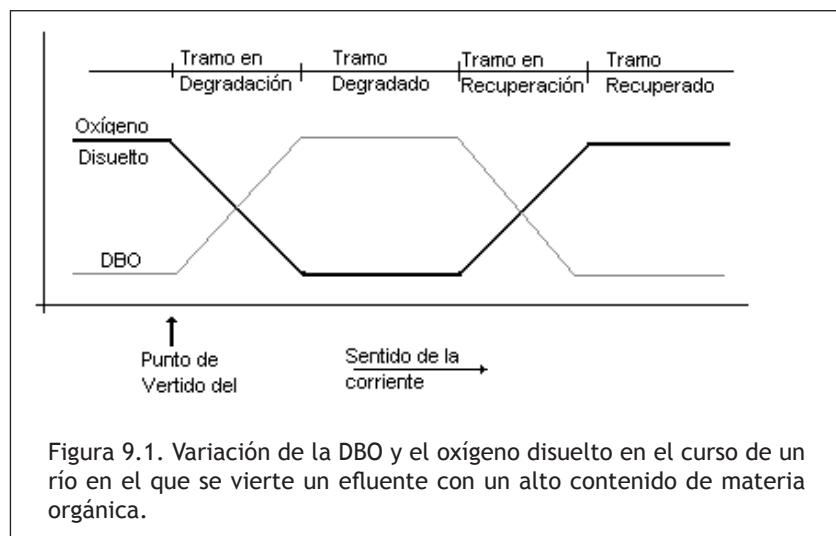


Figura 9.1. Variación de la DBO y el oxígeno disuelto en el curso de un río en el que se vierte un efluente con un alto contenido de materia orgánica.

El primero de los tramos se extiende desde el punto de vertido hasta una distancia variable aguas abajo, y se conoce como tramo en degradación. Si el desagüe vertido es el doméstico de una ciudad, o

el de una industria elaboradora de alimentos como un frigorífico, el tramo en degradación se caracterizará por un aumento de la DBO del agua del río, acompañado por un descenso en la concentración del oxígeno disuelto. Este tramo se extiende hasta que la mezcla del efluente con el agua del curso se uniformiza, y por ello tiene longitudes muy variables, dependiente de los volúmenes relativos del efluente y del río y de la velocidad del curso de agua y su turbulencia, entre las determinantes principales.

A continuación del tramo en degradación, se desarrolla el tramo degradado, en el cual el agua del río, ya mezclada con la del efluente, alcanza los valores máximos de los indicadores de la contaminación. Para el ejemplo que se está analizando, una máxima DBO y una mínima concentración de oxígeno disuelto, que puede llegar a cero. Este tramo también es de extensión variable, y depende principalmente de la relación de caudales entre el vertido y el río.

Finalmente, puede reconocerse un tercer tramo: el de recuperación. En éste, el agua del río va adquiriendo progresivamente las propiedades que tenía antes del punto de vertido. Siguiendo el ejemplo anterior, comienza a disminuir la DBO y a aumentar la concentración de oxígeno disuelto. Este tramo termina cuando en el agua del río desaparecen los efectos del vertido del efluente.

Contaminación de aguas subterráneas

Antes que un agua residual alcance a un acuífero, debe atravesar la zona no saturada, y en ésta se producen fenómenos que atenúan el efecto contaminante, e incluso pueden llegar a neutralizarlo. Se trata de procesos conocidos como sorción y advección, por los cuales las moléculas del contaminante son retenidas por las partículas del suelo.

Cuando la capacidad de atenuación es superada, la carga contaminante alcanza al medio saturado, se incorpora a él y se extiende en el sentido de la red de flujo, conformando una zona en la que la concentración del contaminante disminuye a partir del punto de aplicación, tanto en sentido horizontal como vertical. Esta zona afectada por el contaminante se conoce como **pluma de contaminación** (figura 9.2).

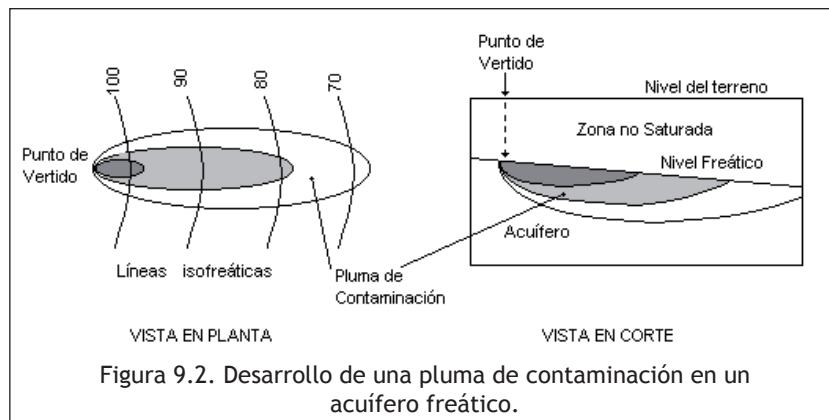


Figura 9.2. Desarrollo de una pluma de contaminación en un acuífero freático.

Un caso particular de estas plumas es la que se forma cuando el líquido contaminante no es miscible con el agua, conocidos genéricamente como NAPL, palabra formada con las primeras letras de las palabras inglesas Non Aqueous Phase Liquid, habitualmente, petróleo o sus derivados. Los NAPL pueden ser más densos que el agua o menos densos que ella y así pueden distinguirse los DNAPL y los LNAPL, respectivamente. Según se trate de uno u otro, la pluma de contaminación que se forme (figura 9.3), atravesará el espesor del acuífero extendiéndose sobre su piso (caso del DNAPL) o se desarrollará sobre el nivel freático (caso del LNAPL). En este último caso, el movimiento de la pluma puede ser incluso pendiente arriba del nivel freático.

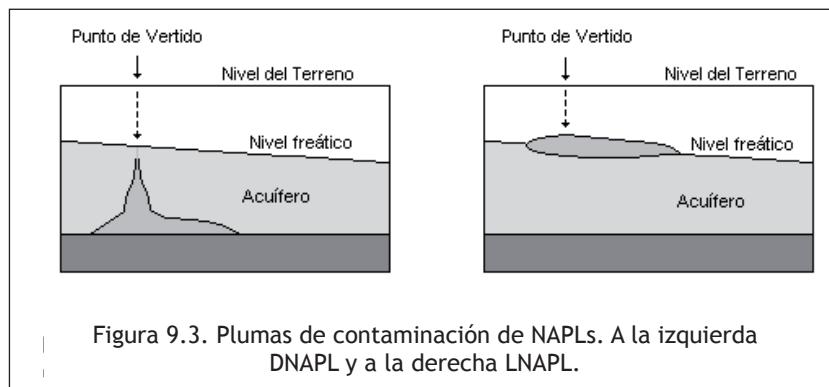


Figura 9.3. Plumás de contaminación de NAPLs. A la izquierda DNAPL y a la derecha LNAPL.

Como la atenuación de las acciones contaminantes de la zona no saturada depende de varios factores, los acuíferos tienen distinto grado de vulnerabilidad. Así por ejemplo, un acuífero freático con su

nivel cercano a la superficie y con la zona no saturada compuesta por arena, será más fácil de contaminar que otro cuyo nivel freático esté profundo y que posea una zona no saturada compuesta por sedimentos más finos que la arena.

Se han propuesto algunas metodologías para obtener un índice de vulnerabilidad, que indique de manera relativa cuán susceptible a la contaminación es un acuífero. Estos índices son un número que, cuanto mayor es, mayor será la vulnerabilidad del acuífero. Los más conocidos son los índices GOD y DRASTIC. El primero tiene en cuenta para evaluar la vulnerabilidad, a la litología del acuífero, su carácter (freático, confinado, etc.) y la profundidad del agua. El DRASTIC por su parte, algo más complejo, considera la profundidad del agua, la recarga, el medio acuífero, el tipo de suelo, la topografía, el impacto de la zona no saturada y la permeabilidad.

Contaminación de lagos

Los lagos son cuerpos de agua muy susceptibles de ser contaminados, porque no tienen una circulación comparable a la de un río y carecen de una cubierta que atenúa la acción contaminante como es el caso de los acuíferos. Por otro lado, si el contaminante es insoluble en el agua y más denso que ella, se irá acumulando en el fondo. Por el contrario, si es insoluble pero menos denso, flotará en la superficie formando una película que dificulta, y aún puede impedir, la oxigenación de la masa líquida.

La mayor o menor gravedad de un proceso contaminante en un lago, depende de varios factores. En primer lugar, del tiempo de renovación del agua, es decir, de la relación entre el volumen del lago y el caudal de su emisario. Así por ejemplo, un lago pequeño que posea un emisario de caudal importante que permita la renovación del agua en unos pocos días, será menos susceptible a la contaminación que otro de tamaño grande y/o con un emisario de poco caudal cuya renovación demande meses o aún años. En el primero de los casos el problema de la contaminación, tendrá alguna semejanza con la de los ríos, mientras que en el segundo se asimila más al proceso en una laguna de estabilización (ver apartado siguiente: esquema de tratamiento de aguas residuales).

A lo dicho en el párrafo anterior debe agregarse que la velocidad de renovación de la masa líquida no solamente depende de la relación entre el volumen del lago y el caudal del emisario. También influyen la profundidad y forma del lago, que bien pueden actuar a favor como en sentido contrario a la renovación de la masa líquida.

Una contaminación muy común en los lagos, es la conocida como eutrofificación. Esta consiste en el enriquecimiento del agua con nutrientes, fósforo y nitrógeno en especial, lo que da lugar a un desarrollo anormalmente grande de la vegetación acuática, en particular algas. Esta vegetación al morir aporta materia orgánica, cuya descomposición baja el tenor de oxígeno disuelto y aumenta la DBO. Un lago en el que tiene lugar este proceso, se conoce como eutroficado. Por contraposición, en el caso opuesto se habla de lagos oligotróficos.

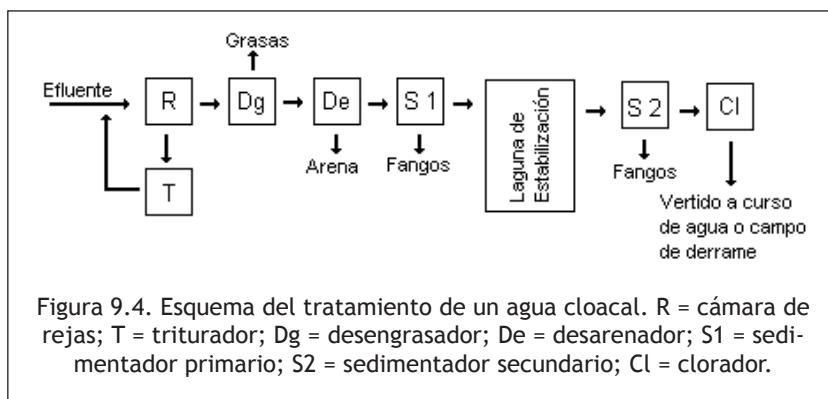
Esquema del tratamiento de aguas residuales

En la mayor parte de los países o jurisdicciones provinciales, se han fijado normas de vertido. En ellas se establecen los valores máximos admitidos de los elementos contaminantes o sus indicadores, que un agua residual debe poseer para ser reintegrada al medio natural, esto es, volcada a un río, lago, o simplemente un campo de derrame.

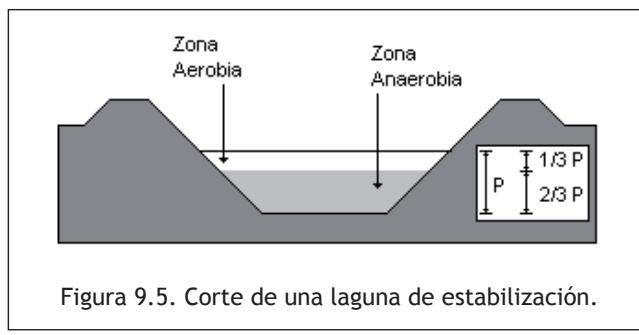
Para conseguir los niveles de contaminante fijados en las normas de vertido de efluentes, debe hacerse un tratamiento del mismo. A manera de ejemplo se indicará esquemáticamente el proceso de tratamiento que requiere un agua residual doméstica. El mismo tratamiento requieren los efluentes de industrias que generan aguas residuales con una alta carga de materia orgánica, tal como las de un frigorífico o una planta láctea.

En la figura 9.4 se ilustra el proceso. Comienza en una cámara de rejas en la que se separa el material flotante: trapos, cadáveres de animales, etc. Esta separación pasa por un triturador para reinyectarse en el circuito o va a enterramiento sanitario. Continúa con una cámara en la que el agua residual permanece el tiempo suficiente para separar las grasas, que también van a enterramiento sanitario, o se queman. Sigue con el desarenador, cámara en la que el agua circula muy lentamente, de manera que sedimenta la arena que tiene en suspensión. Seguidamente se separan los fangos (material inorgánico de

grano fino con materia orgánica viva y muerta) que el efluente tiene en suspensión, en el sedimentador primario. Este proceso puede potenciarse mediante el agregado de floculantes, electrolitos que aceleran el proceso. Estos fangos van a enterramiento sanitario, o a texturizar suelos, siempre que no contengan metales tóxicos tales como plomo o mercurio. El desengrasado, desarenado y sedimentación primaria, suelen hacerse en una sola etapa, o aún incluirse en la siguiente.



El proceso continua en las lagunas de estabilización, en las que tienen lugar procesos biológicos que degradan la materia orgánica. Estas lagunas normalmente son piletones excavados de unos 2000 m² de superficie, y una profundidad de entre 1 y 3 m, piletones que se excavan cuando hay terrenos disponibles en zonas despobladas, ubicándolos de acuerdo a la dirección de los vientos dominantes, porque producen olores desagradables. Cuando no se da esta situación, por ejemplo en los grandes conglomerados urbanos, se utilizan en su lugar cámaras compactas cerradas, en las que tiene lugar el mismo proceso.



En las lagunas de estabilización (figura 9.5), aproximadamente en el tercio superior de la columna líquida, se dan condiciones aeróbicas, y allí, la fauna microbiana descompone a la materia orgánica, transformándola en anhídrido carbónico, agua y cantidades muy reducidas de óxidos de nitrógeno y de azufre. En los dos tercios inferiores, en ausencia de oxígeno, la materia orgánica es descompuesta por los microorganismos anaerobios presentes, transformándose en ácido acético, metano y ácido sulfídrico. De los compuestos mencionados, el anhídrido carbónico, los óxidos de nitrógeno y azufre, el metano y el ácido sulfídrico, son gases y se disipan en la atmósfera. Los demás productos, son líquidos e inofensivos.

El proceso de tratamiento, suele finalizar con un sedimentador secundario que completa el proceso de clarificación del agua, y un clorador para eliminar los microorganismos.

Este esquema de tratamiento tiene muchas variantes. Una muy común, es pasar de la cámara de rejas directamente a la laguna de estabilización. Otra, eliminar el sedimentador secundario y la cloración. Lo fundamental que debe observarse es el tiempo que el efluente permanece en el sistema depurador, conocido como tiempo de residencia, para que el líquido en tratamiento disminuya su DBO hasta niveles compatibles con el vertido al medio natural, que normalmente se fija entre 50 y 70 mg/l.

Tratándose de aguas residuales industriales que contengan sustancias o elementos tóxicos, el tratamiento de las mismas para su vertido al medio natural, debe contemplar la recuperación de los mismos hasta niveles que los hagan inofensivos para los organismos vivos.

Conclusión

Como se ha señalado, la concentración del hombre y sus actividades productivas, generan la contaminación del agua que utiliza. En la mayoría de los países se han dictado normas de vertido de efluentes, esto es, las características que debe reunir un agua residual para ser reintegrada al medio. Con ellas se busca conseguir que la afectación del ambiente sea mínima, y en la medida que se pueda, reversible.

Para concluir con el tema de la contaminación del agua, cabe detenerse en algunas consideraciones generales. En primer lugar,

comprender que esta problemática no puede disociarse con la de la contaminación en general, es decir, la del aire y la del suelo.

En segundo término, que cuando se trata de contaminación con materia orgánica, u otro compuesto reversible, efectuando el tratamiento adecuado, el problema desaparece.

En tercer lugar, la contaminación con sustancias o elementos tóxicos, aunque se tomen recaudos para que sus concentraciones sean inofensivas para la vida en general, tienen como destino final el océano, donde se supone que su enorme masa los diluye hasta concentraciones insignificantes. Ello sería así si se consiguiera una mezcla uniforme, y aún en ése caso, el océano tiene una capacidad limitada, enorme pero limitada, para recibir contaminantes.

Finalmente, cuando las aguas residuales no pueden verterse a un curso que las conduzca al océano, suelen verterse en áreas de sacrificio. Si este procedimiento se generaliza, potencialmente es muy peligroso.

10

Capítulo X

Hidrología de las grandes llanuras

10

Introducción

Durante los años 1965 a 1974, se desarrolló el Decenio Hidrológico Internacional, propuesto y coordinado por la Organización de las Naciones Unidas, iniciativa que tuvo como fin promover la cooperación internacional en el campo de la hidrología. No era ajena a esta inquietud, la resolución del que para entonces constituía una preocupación: si la población esperada para el año 2000 tendría agua suficiente para cubrir sus necesidades, las que eran progresivamente mayores y más exigentes en cuanto a calidad.

Una de las recomendaciones del comité de expertos convocados, concluyó que la problemática hidrológica presenta particularidades regionales, por lo cual recomendó, entre otras cosas, enfocar con criterio regional el ciclo hidrológico. En particular se señaló que la geomorfología y el clima, imprimen su sello al mismo, en una región determinada. Esto no implica que sea diferente en cada paisaje, sino que presenta aspectos diferenciales en cada uno de ellos. En el caso de las llanuras, lo primordial es que la ausencia de pendiente, determina que prevalezcan los movimientos verticales sobre los horizontales.

La hidrología como ciencia se desarrolló en Europa, donde no existen áreas llanas de la magnitud de las que hay en Sudamérica, de la cual la Llanura Chaco - Pampeana es una parte. A medida que los estudios hidrológicos fueron realizándose fuera de Europa, se comprendió la preponderancia de los factores apuntados (geomorfología y clima) en las magnitudes relativas de los componentes del ciclo del agua, y así resulta que pueden distinguirse diferentes ambientes desde este punto de vista, como ser, áreas pantanosas, desérticas, grandes llanuras, etc.

Regionalización hidrológica

A partir del reconocimiento de que la geomorfología y el clima son determinantes de las particularidades regionales del ciclo hidrológico, Kovacs (1983) propuso una regionalización sobre la base de la pendiente y un índice de aridez, también propuesto por él. Tal propuesta considera tres grupos de ambientes sobre la base de su morfología: (i) terrenos de roca dura con pendientes empinadas, (ii) terrenos con pendiente suficiente para desarrollar una red de drenaje y (iii) zonas llanas con pendientes continuas despreciables. A su vez, cada una de estos ambientes, fue subdividido con criterio climático en tres tipos diferentes: (i) húmedo, (ii) semihúmedo y semiárido y (iii) árido. La combinación de las tres condiciones geomorfológicas con las tres climáticas, da como resultado 9 tipos de regiones hídricas tal como se aprecia en el Cuadro 10.1. En el mismo la fila inferior, destacada, corresponde a las regiones hídricas conocidas en general como grandes llanuras.

La característica geomorfológica de las mismas, normalmente se acota fijando como límite una pendiente bruta menor al 1 %. Las calificaciones húmeda, semihúmeda, semiárida y árida, requieren una definición más precisa.

Para ello se recurre al índice de aridez (IA). Kovacs mismo propuso uno muy simple y práctico, definiéndolo como el cociente entre la evapotranspiración potencial y las precipitaciones. Si tal índice es menor que 1, obviamente porque las precipitaciones son superiores a la evapotranspiración, la zona se considera húmeda. Por el contrario, con un IA mayor que 1, la zona es árida. Finalmente, cuando el IA es cercano a 1, debe tenerse en cuenta su variación dentro del año, considerándolo mes a mes. Si más de 6 meses por año es menor que 1, la zona se califica como semihúmeda, mientras que si más de 6 meses por año es mayor que 1, se trata de una zona semiárida.

Tabla 10.1. Regionalización hidrológica de Kovacs (1983).

GEOMORFOLOGÍA Y CLIMA	Húmedo	Semiárido y Semihúmedo	Árido
Roca dura y pendiente empinada			
Pendiente y red de drenaje desarrollada			
Grandes planicies con pendiente despreciable			

Particularidades del ciclo hidrológico en las grandes llanuras

El rasgo distintivo del ciclo hidrológico en una zona llana, es la prevalencia de los movimientos verticales del agua por sobre los horizontales, como consecuencia de carecer de la pendiente necesaria para generar escurrimiento, tanto superficial como subterráneo, en la magnitud o proporción con que se generan en áreas con relieve.

Los movimientos verticales del agua en el ciclo hidrológico son básicamente dos: la infiltración y la transferencia de vapor a la atmósfera por medio de la evaporación y transpiración. Ambos están limitados. La primera por la capacidad de infiltración del suelo en cuanto a la tasa horaria, y por la capacidad de almacenamiento del subsuelo en cuanto a la cantidad total. Por lo que respecta a la evapotranspiración, por la radiación solar y la humedad del aire.

De manera que puede ocurrir, y con frecuencia ocurre con IA bajos, que el agua ingresada a una zona llana por precipitaciones, no puede consumirse en un lapso corto, por lo cual se generan enlagunamientos. Estos enlagunamientos pueden llegar a intercomunicarse y coalesce. Estas interconexiones y coalescencias pueden considerarse un escurrimiento superficial embrionario o en desarrollo.

Teniendo en cuenta lo anterior, resultan explicables los cambios en la modalidad del ciclo hidrológico desde las llanuras con $IA < 1$ (húmedas) hasta las que tienen $IA > 1$ (áridas).

En las primeras existe una red de drenaje, mal definida pero red de drenaje al fin, mientras que en las áridas no está presente. Asimismo, a medida que se pasa de condiciones de humedad a otra de semihumedad, la red de drenaje va desapareciendo, y en su lugar aparecen enlagunamientos, progresivamente menos densos a medida que el IA se hace mayor.

Por las mismas consideraciones, algunos autores distinguen las llanuras, desde el punto de vista hidrológico, en aquellas que poseen drenaje superficial lineal (es decir, con cauces fluviales), de las que se caracterizan por poseer un drenaje superficial areal, y finalmente las que no poseen ningún tipo de drenaje superficial. Resulta evidente el paralelismo entre la clasificación de Kovacs y la presente, que solo difieren en la nomenclatura de las distintas condiciones ambientales de las llanuras.

A estas particularidades de superficie, se suman otros, no tan fácilmente perceptibles.

En primer lugar, la recarga de aguas subterráneas es de distinto tipo. En llanuras húmedas, el balance hídrico a nivel del suelo es fuertemente positivo, y se generan excesos de agua gravitacional que devienen en recarga directa de montos importantes. En este tipo de ambiente la recarga indirecta es nula o despreciable con relación al volumen de la anterior. A medida que se pasa de condiciones de humedad a las de aridez, los excesos de agua gravitacional a nivel del suelo, son progresivamente menores, y lógicamente la recarga directa va disminuyendo, hasta hacerse prácticamente nula. Por el contrario, la recarga indirecta generada por el efecto concentrador de los escurrimientos locales, va adquiriendo preponderancia por sobre la anterior, hasta llegar a ser la única efectiva.

Estas modalidades de la recarga, a su vez generan dos particularidades en el agua del subsuelo. Por una parte, la profundidad a que se encuentra el nivel freático, el que a igualdad de condiciones de la superficie en lo que respecta a permeabilidad y cobertura vegetal, es más somero en condiciones de humedad con respecto a las de aridez. En segundo término. Sobre la calidad química de la misma. En términos generales, en condiciones de humedad el contenido salino total del agua subterránea será más uniforme regionalmente con respecto a las zonas áridas o semiáridas, en las que los sólidos disueltos totales varián localmente, coincidiendo los sectores con menor contenido salino con los puntos en que se produce recarga indirecta. Contrariamente a lo que podría pensarse, en llanuras húmedas el agua subterránea no necesariamente será de bajo contenido salino. En efecto, la cercanía del nivel freático a la superficie, con frecuencia permite que el agua freática alcance la misma por capilaridad, desde donde es evaporada. Así se van acumulando sales en el perfil del suelo, que se transmiten al agua de recarga.

Otro rasgo observable solamente por medio de levantamientos de la superficie freática, se refiere a la ubicación de las divisorias de agua subterránea. En el caso de llanuras húmedas, las mismas se encuentran en los interfluvios, y aproximadamente siguen a las divisorias de agua superficial. Por el contrario, en condiciones de semi-humedad, las divisorias de agua subterránea suelen coincidir con los

cauces de agua superficial (o enlagunamientos), ya que los mismos son influentes, es decir, aportan agua al acuífero freático. En condiciones de aridez, solamente existen cauces efímeros, tipo uadis o ríos alóctonos.

Ejemplo Integrador: Transecta La Plata - Santa Isabel

Lo que se acaba de exponer hasta aquí, puede ilustrarse con las características hidrológicas a lo largo de una transecta entre las ciudades de La Plata, provincia de Buenos Aires, y Santa Isabel, en la provincia de La Pampa. Este perfil resulta de interés, por cuanto su desarrollo este-oeste corta en forma casi perpendicular a las isoyetas, que disminuyen desde algo más de 1000 mm/año en el este hasta poco más de 300 mm/año en Santa Isabel, de manera que en su desarrollo atraviesa ambientes desde húmedo a árido.

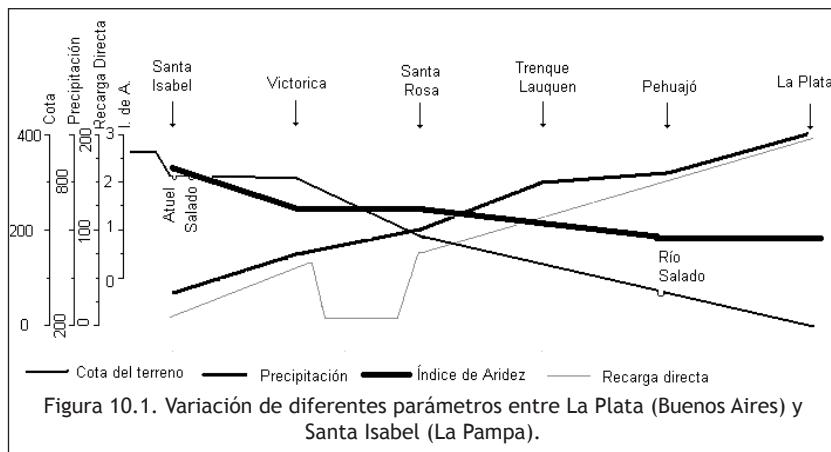
La Plata se encuentra en una llanura húmeda, ya que su IA es menor que 1, valor que se mantiene más o menos hasta la longitud de la ciudad de Pehuajó. Más hacia el oeste de ésta última, en Tranque Lauquen, el IA es ligeramente $>$ que 1, y analizado mes a mes, la mayor parte de los meses está por debajo de ese valor, de manera que a esa longitud se tienen condiciones de semihumedad. Continuando hacia el oeste, en Santa Rosa el IA también supera a 1, pero ningún mes baja de ese valor, por lo cual nos encontramos con condiciones de semiaridez. Unos 150 Km más al oeste, a la longitud de Victorica se mantienen estas condiciones, mientras que otros 150 Km más al oeste, en Santa Isabel, el IA supera holgadamente a 1, y en consecuencia tenemos condiciones de aridez.. En la tabla 10.2, se indican los valores respectivos, y en la figura 10.1, se grafican los mismos.

Tabla 10.2. Precipitaciones e índice de aridez de las localidades consideradas.

	La Plata	Pehuajó	T.Lauquen	S.Rosa	Victorica	S.Isabel
Precipitación	1028	851	798	584	523	356
I. de Aridez	0,77	0,92	1,06	1,39	1,50	2,30

NOTA: índice de aridez según método de Kovacs.

Para comprender adecuadamente los fenómenos hidrológicos que ocurren a lo largo del perfil, deben tenerse en cuenta, además de los caracteres hidroclimáticos reseñados, las características de la superficie del terreno y las del suelo y subsuelo. Todo ello se representa en la figura 10.1, y se exponen a continuación.



La pendiente bruta entre ambos extremos del perfil, es del orden de 0,5 m/Km, aunque localmente puede superarla. Observando la figura 10.1 puede verse que en el tramo de llanura con condiciones de humedad se forman ríos, mal definidos, pero que constituyen una red de drenaje, que evacuan de su cuenca los excesos de agua. El perfil corta al río Salado de la provincia de Buenos Aires. Otros cursos de agua aparecen solamente en el extremo oeste del perfil, pero se trata de ríos alóctonos, alimentados por fusión nival. Son los ríos Salado y Atuel en la cercanía de Santa Isabel.

Hacia el oeste del río Salado de Buenos Aires, a medida que se ingresa en la llanura semihúmeda, comienzan a parecer cuerpos de agua superficial, cuyo efecto en el ciclo hidrológico es evacuar hacia la atmósfera por evaporación el agua ingresada a la zona que no se infiltra. El número y la superficie de estos cuerpos de agua disminuye a medida que penetramos en áreas de semiaridez y aridez, hacia el oeste.

En cuanto a la recarga de aguas subterráneas, la operada hacia el extremo este del perfil es totalmente directa, ya que los cursos de agua son efluentes y las divisorias de aguas subterráneas coinciden

aproximadamente con las del agua superficial. Para el extremo este del perfil, alcanza valores del orden de los 200 mm/año, como media histórica. Este valor de recarga directa disminuye paulatinamente hasta algo más al oeste de Santa Rosa, donde alcanza valores del orden de los 80 mm/año, para disminuir a casi cero en coincidencia con el bosque de Caldén, por el efecto que este causa en la intercepción de las precipitaciones. Traspuesto el mismo, al oeste de Victorica, la recarga directa adquiere nuevamente valores significativos, no solamente por la disminución de la intercepción, sino también por la aparición de acumulaciones arenosas en la superficie, con escaso desarrollo edáfico y baja capacidad de campo. Estos valores disminuyen hacia el oeste, de manera que a la longitud de Santa Isabel son del orden de los 10 a 15 mm/año, y solo se opera en los años en que las precipitaciones superan a la media histórica.

Por su parte, la variación de la recarga indirecta es a la inversa de la anterior. En el extremo este del perfil, este tipo de recarga no existe. Comienza a tener importancia desde Santa Rosa hacia el oeste, en particular en coincidencia con el bosque de Caldén, y aumenta sus valores hasta Santa Isabel.

Bibliografía específica

- FUSCHINI MEJÍA, M. C. (1994). *El agua en las llanuras*. UNESCO/ORCYT. Montevideo.
- HERNÁNDEZ, M. A. y S. B. GIAI (1996). *Variación de la recarga entre La Plata y Santa Isabel (provincias de Buenos Aires y La Pampa, Argentina) – Propuesta metodológica*. 3er. Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Memorias. San Luis Potosí (México).
- KOVACS, G. (1983). *General principles of flat land hidrology*. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Olavarria, Argentina
- SALA, J. M. (1981). *Problemática en las investigaciones geohidrológicas en grandes llanuras*. 1as. Jornadas de Geología de la Provincia de La Pampa, fascículo 3. Santa Rosa.

11

Capítulo XI

Balance hídrico mundial

11

Introducción

En este capítulo se hará una descripción de la hidrosfera a nivel planetario, incluyendo la metodología utilizada para evaluarla. En los siguientes se particularizará en lo relativo al continente sudamericano y la República Argentina, con detalle creciente en cada caso.

El volumen de la hidrosfera comenzó a ser estimado con criterio científico a principios del siglo actual. La inquietud por entonces tenía a satisfacer la curiosidad innata del género humano, e intentaba dar respuesta a otro tipo de interrogantes, relativos a la composición química de la tierra en su totalidad.

Las cifras obtenidas por los distintos autores, para el total de la hidrosfera dieron valores congruentes entre sí, y no muy alejados de los aceptados en la actualidad. En efecto, Halbfass la estimó en $104 \times 10^6 \text{ Km}^3$, mientras que Goldsmith la calculó en $1368 \times 10^6 \text{ Km}^3$. Las discrepancias mayores, y por cierto significativas, se dieron en la estimación del volumen del agua existente en el subsuelo, debido a los diferentes criterios relativos a la profundidad máxima a que pueden encontrarse terrenos porosos, al valor de la porosidad y a la disminución de la misma a medida que se profundizan los terrenos.

Avanzado el siglo, más aquí de la década de 1950 a 1960, el desafío de valorar el volumen de la hidrosfera, fue motorizado por otra inquietud. El creciente nivel de confort, que involucra un mayor consumo de agua per cápita, junto al creciente deterioro de inmensas masas de agua por contaminación, tanto por actividades industriales como agrícolas, comenzaron a hacer temer que la hidrosfera no pudiera, en un futuro, sostener a la especie humana.

Durante la década comprendida entre 1965 y 1974, las Naciones Unidas pusieron en marcha del Decenio Hidrológico Internacional (DHI), iniciativa que tuvo como fin promover la cooperación internacional en el campo de la hidrología, de manera similar a como se implementaron otros programas, tal como el Año Geofísico Internacional.

En el marco del DHI fueron varias e importantes las contribuciones al conocimiento de esta disciplina, algunas de ellas concretándose en nuestros días. Una en particular fue presentada en 1974 y se tituló Balance Hídrico Mundial y Recursos Hidráulicos de la Tierra. Fue preparada por un comité especial de la Academia de Ciencias de la ex URSS, como contribución de esa confederación al DHI. Este documento contiene la última y más precisa estimación del volumen de la hidrosfera de que disponemos. Fue traducida al inglés en 1979 y al español en 1980.

Metodología empleada para el balance hídrico mundial

El grupo de científicos de la ex Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas que realizó el cálculo del balance hídrico del mundo, utilizó esta ecuación:

$$P = Ev + Q + D$$

En la que P = precipitación; Ev = evaporación; Q = caudal y D = diferencia en el balance.

Para evaluar la precipitación caída sobre los continentes, se tuvieron en cuenta unas 60.000 estaciones pluviométricas. El período sobre el que se evaluó corresponde al lapso 1891-1970. En aquellas localizaciones en las que el lapso registrado era menor, se generó sintéticamente una serie extendida hasta el límite inferior. Los datos proporcionados por los distintos países fueron corregidos, con paso mensual, utilizando la fórmula:

$$P_c = P + \Delta P$$

En la que P_c = precipitación corregida; P = dato y ΔP = corrección. A su vez ΔP está compuesto por:

$$\Delta P = \Delta P_w + \Delta P_f + \Delta P_e$$

En la que ΔP_w , es una corrección debida al viento, ΔP_f es otra debida al humedecimiento del medidor y finalmente ΔP_e , es la debida a evaporación. La primera de ellas es la más significativa y salva el efecto que el viento tiene al impedir la entrada de las gotas de lluvia o de copos de nieve al pluviómetro. Alcanza valores altos para Groenlandia, el norte de América del Norte y el norte de Europa y Asia. ΔP_f es la corrección que salva el error cometido por los pluviómetros, por cuanto la primera porción de una tormenta se insume en mojar las paredes del recipiente y queda sustraída a la medición posterior. Por último, ΔP_e corrige el error generado por el agua que se evapora desde el pluviómetro en el lapso que media entre el momento en que se produjo la precipitación y la misma fue medida.

Por evaporación, en el balance calculado se entiende el conjunto de la evaporación propiamente dicha, o sea el paso de agua desde el estado líquido al de vapor atmosférico desde superficies de agua libre o desde el suelo, más el agua evapotranspirada por la cobertura vegetal. Se calculó con una metodología desarrollada para la obra por Budyko, que toma en consideración (i) la densidad del aire, (ii) el coeficiente integral de difusión externa (D), (iii) la humedad específica del aire saturado con vapor de agua a la temperatura de la superficie y (iv) la humedad específica del aire. Es un método teórico, basado en la física de la atmósfera. Comparando sus resultados con los propios de las fórmulas empíricas más comunes utilizadas en occidente, son muy similares a los de Thornthwaite, y algo inferiores a los de Pennan. La fórmula de Budyko calcula la evaporación potencial. Luego se transforma en evaporación real, tomando en cuenta el estado estacional de la humedad del suelo, estado que surge de cálculos complejos.

A su vez, por caudal se entiende el derrame anual de los cursos de agua superficial. Para su estimación se utilizaron unas 18.200 estaciones de registro, seleccionadas de entre alrededor de 60.000 disponibles, selección que se hizo en base a la duración del monitoreo,

utilizándose solo los más largos. Para cada continente se discriminó el escurrimiento superficial en base al destino final del vertido, es decir, las vertientes hacia cada océano o de desagüe interior. Cuando no existían registros de caudal, el mismo se estimó en base a tres métodos diferentes. El más utilizado fue la relación entre el coeficiente de escorrentía y el índice de aridez. Como este último varía con los cinturones climáticos, y es una relación simple entre la evaporación potencial y la precipitación, ambas conocidas, se obtiene el coeficiente de escorrentía que permita estimar el caudal. El segundo método de estimación de caudales, consistió simplemente en calcularlo como la diferencia entre la precipitación y la evaporación real, suponiendo que toda el agua no evaporada, escurría. Finalmente en unos pocos casos se recurrió la estimación del caudal en base a la correlación con ríos afines, de caudal conocido.

Con respecto a la diferencia, D, el balance estimado no cuantifica la infiltración que se incorpora al medio subterráneo y descarga por esa vía en el océano cerrando el ciclo. La componente D del balance hídrico incluye esta fracción más el error de estimación de los anteriores, de manera que si el cálculo de P, E y Q fuese exacto, D representaría la infiltración. Como este no es el caso, D corresponde a la suma algebraica de los errores de estimación de los componentes calculados, más la infiltración, que no se calcula. Teniendo en cuenta los principios generales de la hidrología de grandes llanuras, en las que las transferencias principales de agua tienen sentido vertical, puede entenderse que la infiltración será importante en las zonas llanas. En este sentido, la llanura del Amazonas y la Chaco-Pampeana, son lugares en los que la infiltración debe alcanzar cifras significativas. Algo similar debería ocurrir en Oceanía, particularmente en Australia y en el continente africano. En estos tres la diferencia D tiene valores altos, debido a que incluye, se insiste, el valor de infiltración.

Como se desprende de lo anterior, el balance fue calculado continente por continente, y cada uno de ellos dividido en cuencas hidrográficas, a su vez separadas por vertientes oceánicas. Los continentes considerados, a los que se adicionaron las islas que les pertenecen, son Europa, Asia, África, Oceanía, América del Norte (incluida América Central, es decir, tomando como límite sur al canal de Panamá), América del Sur y Antártida.

Resultados del balance hídrico mundial

En la Tabla 11.1 se indican los valores obtenidos, discriminados por continente, consignándose su superficie, la precipitación media sobre los mismos (corregida y en bruto), el escurrimiento superficial por vertiente, la evaporación y la diferencia. Asimismo, en la Figura 11.1, se ilustra en un planisferio topológico, en el que los continentes están representados por un polígono a escala, los distintos componentes del ciclo hidrológico, también a escala.

Del análisis de ambas surge, como primer hecho llamativo que el continente más seco es el Antártico: apenas llueven (en forma de nieve), 177 mm por año. La idea que quién más quién menos tiene del Antártico, elaborada a partir de documentales televisivos, es que se trata de un lugar con casi permanentes nevadas. Lo que sucede en realidad es que son lugares muy ventosos, con evaporación nula, y por lo tanto el viento, casi permanente, mueve en forma continua a la nieve.

Otro hecho notable, es que el continente con mayor precipitación es Sudamérica. La explicación es bien simple. Este continente se asemeja en su forma a un triángulo con el vértice hacia el sur, está rodeado por océanos en sus tres bordes, y su parte más ancha se desarrolla latitudinalmente en la faja de alta pluviosidad. En contraposición Australia, también está rodeada por océanos, pero se ubica en una faja latitudinal (15° a 35° de latitud sur), de baja pluviosidad.

La diferencia (última columna de la tabla), es la suma del error cometido en el cálculo, más el agua infiltrada hacia el subsuelo, que no se cuantifica. Esta diferencia es muy alta para África, América del Sur, Oceanía y Antártico. África es el continente con menos densidad de información, y de allí se deriva el error. En el continente Antártico, el error es importante por dos razones: la escasez de datos y la incertidumbre sobre la velocidad real del movimiento del hielo. Por el contrario, el valor alto de la diferencia D para América del Sur y Oceanía (en particular Australia), tiene otro significado. En estos casos se trata de continentes con grandes llanuras, en las que el movimiento del agua es primordialmente vertical y, como se ha indicado, la infiltración hacia el subsuelo, que no se cuantificó, debe ser importante.

En los intentos de cálculo del volumen de la hidrosfera, la parte más difícil de evaluar es el aporte del agua subterránea a los océanos. Por ello las cifras obtenidas por diferentes investigadores son muy dispares entre sí. La obra que se comenta no está exenta de esta imprecisión. Los autores llegan a la conclusión de que el agua que el subsuelo aporta a los océanos desde todos los bordes continentales, unos 70.000 m³/s, pero advierten sobre la fragilidad de este valor y sostienen que uno de los desafíos futuros es, precisamente, mejorar esta estimación.

Tabla 11.1. Balance Hídrico Mundial por Continente.

CONTINENTE	SUPERFICIE (Km ² x 10 ⁶)	PRECIPITACION		E.SUPERFICIAL		EVAPORACION		DIFERENCIA (Km ³)	DIFERENCIA (%)
		(mm)	(Km ³)	Vértiente	(Km ³)	(mm)	(Km ³)		
EUROPA	10.5	789 (637)	8290	Ártico Atlántico S/desagüe Total	735 2160 315 3210	470	4940	140	1.7
ASIA	43.5	742 (670)	32240	Ártico Pacífico Índico Atlántico S/desagüe Total	2330 4160 3660 199 3658 13560	414	17980	700	2.2
ÁFRICA	30.1	742 (702)	22350	Atlántico Índico Total	3360 750 4110	533	16040	2200	9.8
AMÉRICA DEL NORTE	24.2	756 (635)	18300	Pacífico Atlántico Ártico Total	2540 3265 2040 7845	411	10110	345	1.9
AMÉRICA DEL SUR	17.8	1597 (1503)	28400	Atlántico Pacífico S/desagüe Total	10370 1330 58.7 11760	850	15100	1540	5.4
AUSTRALIA Y OCEANÍA	7.6	791 (766)	7080	Pacífico Índico S/desagüe Total	1800 568 7.6 2370	491	4390	320	4.5
ANTÁRTIDA	14	177	2480	Atlántico Índico Pacífico Total	570 765 975 2310	0	0	170	6.8

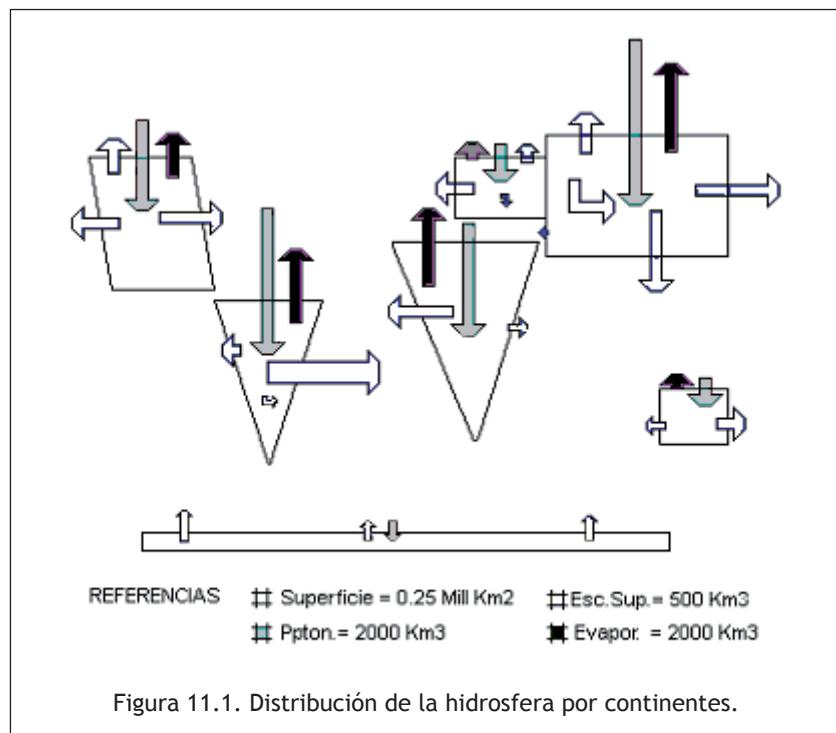
NOTAS: 1. La precipitación consignada es la corregida; la que se encuentra entre paréntesis, es la sin corregir.

2. América del Norte incluye Groenlandia y los archipiélagos árticos. Todos los continentes incluyen las islas que les pertenecen.

3. La precipitación de Australia y Oceanía sin las islas es sensiblemente inferior (456 mm, corregida).

Es frecuente que en atlas y tratados de geografía, se valore la importancia o tamaño de un río por su longitud. Si bien esta es una indicadora del tamaño, no es la más adecuada, porque hay ríos que si bien son muy largos, su caudal no es importante. Un parámetro más certero es este sentido, es el módulo o caudal medio anual: indica la cantidad de agua que el río conduce, y normalmente se expresa en m^3 por segundo. Los ocho ríos más grandes del mundo, medidos con este criterio, son los siguientes:

Amazonas	$220.000 \text{ m}^3/\text{s}$
Congo	$44.900 \text{ m}^3/\text{s}$
Ganges	$39.000 \text{ m}^3/\text{s}$
Yantze	$31.500 \text{ m}^3/\text{s}$
Orinoco	$29.000 \text{ m}^3/\text{s}$
Yenisei	$19.400 \text{ m}^3/\text{s}$
Mississippi	$18.400 \text{ m}^3/\text{s}$
De la Plata	$18.000 \text{ m}^3/\text{s}$



Se han ideado muchos índices para comparar la disponibilidad de agua de una región. Uno muy simple, consiste en calcular el caudal de los ríos por unidad de superficie, expresando los resultados en litros / segundo / Km². Este número indica los litros de agua de que dispone un área determinada, por cada segundo, en 1 kilómetro cuadrado de superficie. Calculado este índice para los continentes, da estos valores:

América del Sur: 20.9

América del Norte: 10.3

Asia: 9.9

Australia y Oceanía: 9.9

Europa: 9.7

Antártico: 5.2

Africa: 4.5 (sin el desierto del Sahara, 6.8)

Resulta claro que Sudamérica posee más agua en superficie, más del doble, que cualquier otro continente. Le siguen en riqueza, con alrededor de 10 l/s/Km², América del Norte, Asia, Oceanía y Europa. Con respecto a los dos últimos, Antártico y Africa, si a esta última se le substraen el desierto del Sahara, llega a una disponibilidad de 6.8 l/s/Km². Asimismo, si consideramos que este continente es el que cuenta con menos cantidad de información básica confiable, puede de que el índice sea algo mayor y se aproxime más a los restantes.

Volviendo a la abundancia de agua superficial en Sudamérica, no está distribuida de manera uniforme. En efecto, en este continente existe uno de los desiertos más secos del mundo (más seco aún que el paradigmático Sahara): el desierto de Atacama, pero, en contraposición, en la franja norte de Sudamérica, por arriba del trópico de Capricornio y al este de la cordillera de los Andes, se encuentra una de las áreas más lluviosas del planeta, aproximadamente en la zona fronteriza entre Colombia, Venezuela y Brasil, donde caen anualmente hasta 8000 mm y nace el río más grande del mundo, el Amazonas.

12

Capítulo XII

Principales rasgos
hidrológicos de América del Sur

12

Introducción

Como se vio en el capítulo anterior, América del Sur es el continente más rico en cuanto a su disponibilidad de agua. En el presente, se particularizará sobre los recursos hídricos del mismo.

Sudamérica tiene una forma asimilable a un gran triángulo, con uno de sus vértices apuntando al sur, y su mayor ancho en el norte, en latitudes tropicales y ecuatoriales. Está prácticamente rodeada por océanos y mares, y en todo su borde oeste se encuentra la cordillera de los Andes, que condiciona de manera muy marcada la circulación de la humedad atmosférica.

Asimismo esta particularidad determina que la escorrentía sea predominantemente hacia el océano Atlántico, dado que la superficie hacia el oeste de la cadena montañosa, es una faja larga y estrecha, en la que se generan ríos de importancia menor. Por el contrario, hacia el este, además de que el ancho mayor del continente se desarrolla en la zona lluviosa tropical, existe una extensión mayor, y por ella circulan el mayor río del mundo y otros que se encuentran entre los más caudalosos. Fuera de estas dos vertientes, existen tres áreas relativamente pequeñas, sin salida al mar. Una se ubica en el altiplano de Bolivia y Perú, una segunda en el centro y noroeste de la República Argentina y otras menores en el extremo meridional del continente, entre los ríos Negro y Santa cruz.

Hidroclimatología

La circulación atmosférica que determina la ocurrencia de las precipitaciones, está gobernada por tres características. En primer lu-

gar la forma del continente que tiene su ancho mayor en latitudes ecuatoriales con alta insolación y pluviosidad. En segundo término la presencia de una cadena montañosa a lo largo de su borde occidental, que impide la entrada de masas de aire húmedo oceánico excepto en una estrecha franja, y finalmente la existencia de dos corrientes marinas frías, de rumbo sur a norte, que corren paralelas a sus costas meridionales al occidente y oriente.

Las determinaciones del contenido de humedad atmosférica hasta los 7 Km de altura, permiten deducir que desde los océanos penetran por esta vía sobre el continente, 20.700 Km³ de agua por año, de los cuales el 82 % cae en forma de lluvia y el 18 % restante transpone los límites continentales. Como el volumen total de las precipitaciones alcanza a 28.400 Km³, ello significa que el 60 % de las mismas procede de los océanos mientras que el 40 % restante, es de origen continental, generado por procesos convectivos.

En la Figura 12.1 se bosquejan las isoyetas. Como puede apreciarse en ella, los valores de precipitación varían ampliamente. La media para toda América del Sur se ha estimado en 1600 mm. Los valores máximos extremos se dan en el noroeste de Colombia y en el sur de Chile, zonas en las que alcanza los 8000 mm. Estas precipitaciones son de tipo orográfico. En ambas zonas, son comunes los registros de 3000 mm. Entre ambas ubicaciones, contrastadamente, se encuentra una zona desértica estrecha, con precipitaciones menores a 100 mm, dado que a ella no ingresa humedad oceánica. Dentro de esta zona desértica se encuentra el desierto más seco del planeta, incluso más seco que el Sahara, el desierto de Atacama, en el que la precipitación es menor a 10 mm, con años en los que no se registra ninguna.

En las tres mayores cuencas hidrográficas del continente (Amazonas, Orinoco y del Plata), las precipitaciones superan los 1000 mm, y en las nacientes de las dos primeras, superan los 4000 mm.

Las precipitaciones nivales se producen incluso en latitudes tropicales, en coincidencia con la cordillera de los Andes, pero se tornan significativas a partir de los 30° de latitud sur, hacia latitudes mayores.

En cuanto a la evaporación real, este continente posee una variedad de tipos climáticos, de manera que es muy variable. Los valores mayores se dan en latitudes bajas, y superan los 1000 mm/año. En el área desértica de la costa del océano Pacífico, la evaporación consume

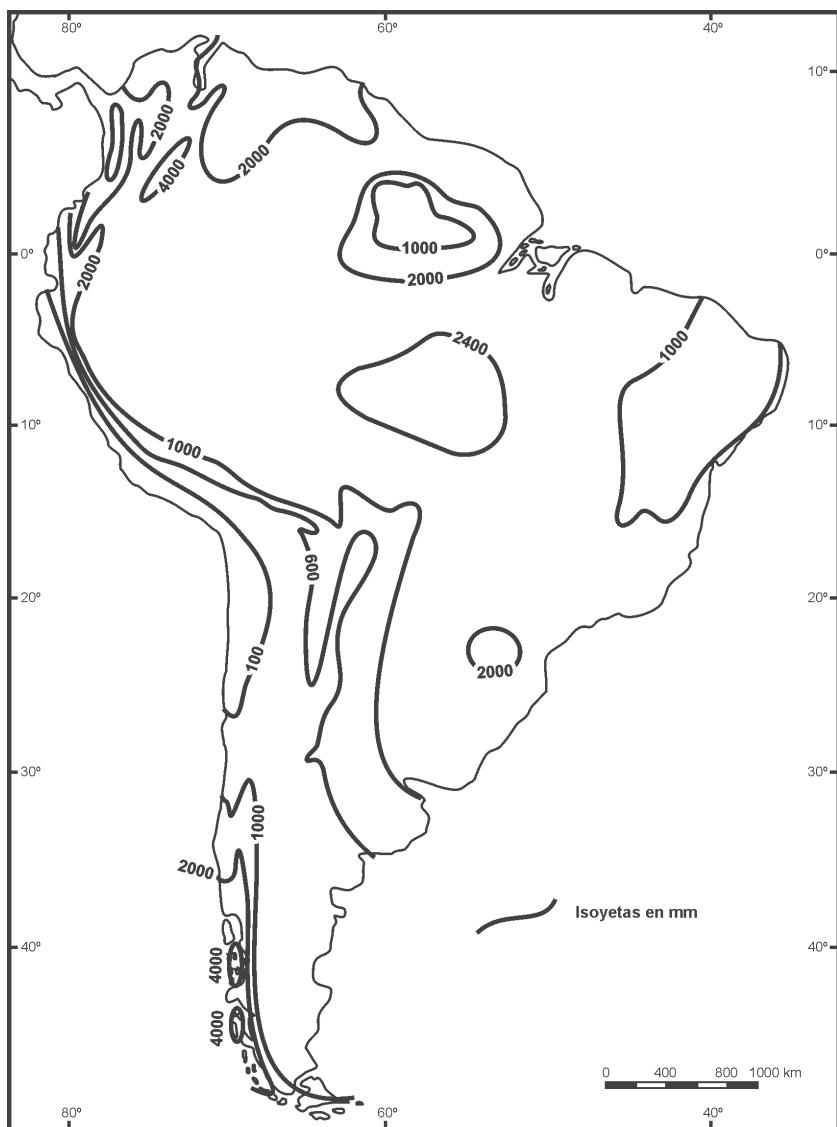


Figura 12.1. Precipitación media anual. Modificado de UNESCO, 1996. Mapa hidrogeológico de América del Sur.

el total de la precipitación, que a lo sumo son de algunas decenas de mm/año. Al este de la cordillera de los Andes, el gradiente de cambio es alto, y la evaporación disminuye de este a oeste desde unos 800/1000 mm/año a 100/200 mm/año al pie de los Andes. Al sur de los 40° de latitud es del orden de los 200 mm/año en la Patagonia, mientras que al oeste de la cordillera sube a 400/600 mm/año como

consecuencia del aumento de las precipitaciones en la costa del Pacífico a esa latitud. En esta zona no es mayor porque la insolación es baja y la evaporación real es casi la misma que la potencial. Finalmente, en la cuenca del Amazonas, la evaporación es mayor en el tramo medio e inferior de la misma, porque hacia el oeste las altas precipitaciones, la humedad del aire y la nubosidad, determinan que sea menor.

En definitiva la evaporación real media en América del Sur se estima en 850 mm/año, con extremos del orden de los 1300 en la parte media de la cuenca del Amazonas y menos de 100 mm/año (el total de las precipitaciones) en la zona desértica occidental del continente.

Escurrimiento superficial

Como ya se ha indicado, el río más grande del mundo, el Amazonas, se encuentra en Sudamérica. Su caudal medio anual ha sido estimado entre 220.000 y 203.700 m³/s por distintos autores. Al mismo se agregan, también entre los más caudalosos del mundo, el Orinoco y el de La Plata. En la Tabla 12.1 se presenta un listado con los valores más importantes de las principales cuencas hidrográficas, y en la Figura 12.2, la ubicación de las mismas. Tanto en la tabla como en la figura se han separado las cuencas hidrográficas de los ríos mayores (Amazonas, Orinoco, Tocantins, San Francisco y de La Plata), mientras que a los de menor envergadura se los ha agrupado por vertientes, discriminándose en este sentido las del Mar Caribe, Atlántico Norte, Atlántico Noreste, Atlántico Este y Atlántico Sur (todas corresponden a la vertiente atlántica, incluso los ríos mayores), Pacífico sur, Pacífico seco y Pacífico tropical (las tres de vertiente pacífica) y endorreicas.

En cuanto al régimen de estos cursos de agua, los mayores son todos de régimen complejo, y con una alimentación casi exclusivamente pluvial, por cuanto el aporte nival generado en la cordillera de los Andes, es insignificante con relación a él. Con respecto a los que nacen en la cordillera de los Andes por debajo de los 20° de latitud sur, son de alimentación nival y de régimen simple, hasta aproximadamente los 36° sur, latitud a partir de la cual, son de régimen mixto nivo-pluvial, y en un caso, de régimen glacial.

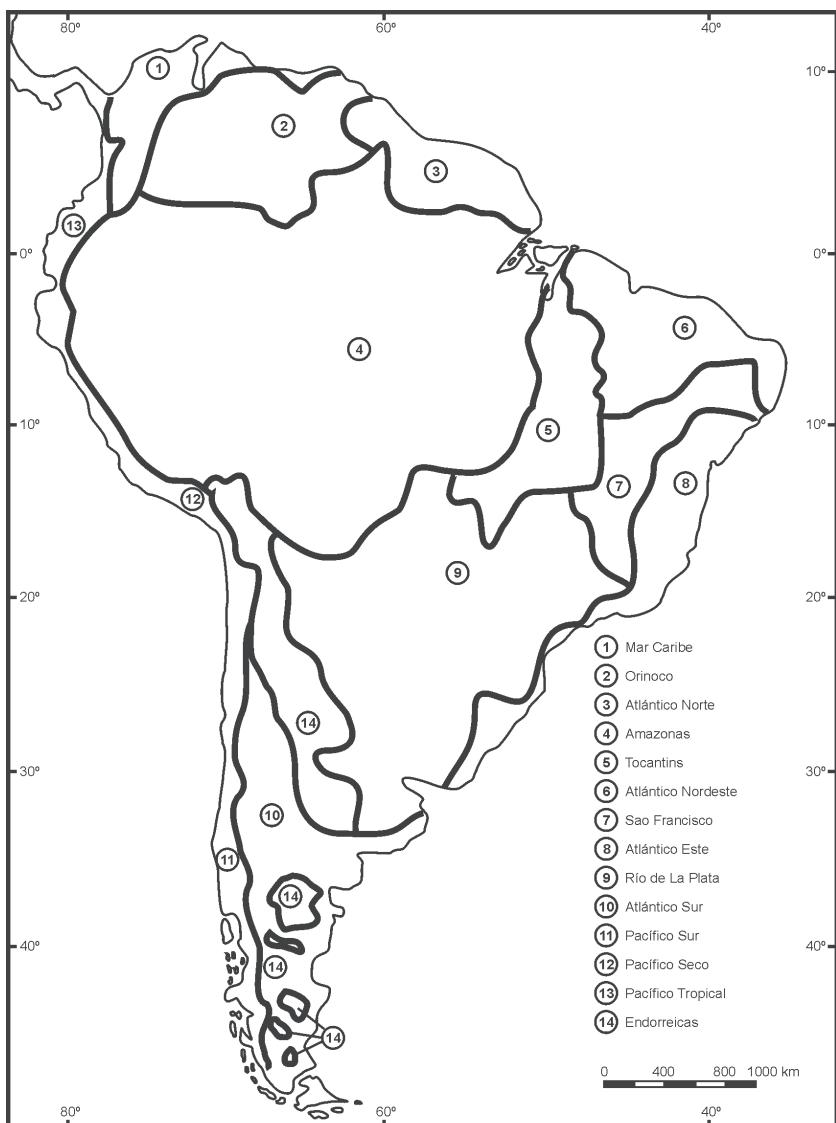


Figura 12.2. Cuencas hidrográficas y vertientes. Modificado de UNESCO, 1996.
Mapa hidrogeológico de América del Sur.

Los caudales específicos varían entre algo más de 50 l/s/km^2 , y alrededor de 5 l/s/km^2 . Los mayores corresponden a las cuencas que desaguan en el Pacífico tropical, en el mar Caribe y las vertientes del Atlántico norte. Los menores caudales específicos se localizan lógicamente en las cuencas de baja pluviometría, que se corresponden con las vertientes del Atlántico noreste, San Francisco y Pacífico seco.

Merece un comentario aparte el caudal específico de la cuenca del Río de La Plata. Este resulta de la media aritmética de las distintas subcuenca que la conforman, que varían entre 24,7 y 0,5 l/s/km², de manera que debe aclararse que algunos sectores son comparables a las áreas más húmedas y otros, a las más secas.

Tabla 12.1. Principales parámetros de la escorrentía de América del Sur.

Cuenca / Vertiente	Caudal (m ³ /s)	Área (x10 ³ Km ²)	Caudal Específico 1/2 (l/s/Km ²)	Principales ríos que la integran
Orinoco	17.315	1245,9	42,5	Orinoco, Meta, Apure y Caroni
Amazonas	203.700	6.112	33,3	Ucayali, Marañón, Napo, Putumayo, Japurá, Negro, Juruá, Purus, Madeira, Tapajós, Xingú
Tocantins	11.397	729,9	15,6	Tocantins, Araguaia
San Francisco	2.989	622,6	4,8	San Francisco
De La Plata	20.963	3.100	11,6	Paraná, Paraguay, Bermejo, Uruguay, Salado, Santa Lucía
Mar Caribe	14.127	390,9	50,1	Atrato, Sinú, Magdalena, Cauca y Catatumbo
Atlántico N	---	---	---	Barima, Esequibo, Berbice, Courantini, Surinam, Mardwine, Oiapoque
Atlántico NE	1.334	413,7	4,0	Pindaré-Mearim, Itapécuru, Parnaíba, Jaguaripe
Atlántico E	4.708,4	387,7	13,8	De Contas, Pardo, Jequitinhona, Doce, Paraíba do Sul, Ribeira, Itajaí, Jacuí
Atlántico S	1.760	180,9	7,3	Colorado, Negro, Chubut, Chico, Santa Cruz, Coig, Gallegos, Grande
Pacífico S	6.165	183,4	39,8	Baker, Palena, Maullín, Bueno, Valdivia, Tolten, Imperial, Bio-Bio, Itata, Maule, Mataquito, Rapel, Maipo, Aconcagua, Choapa, Limari, Elqui

Cuenca / Vertiente	Caudal (m ³ /s)	Área (x10 ³ Km ²)	Caudal Específico 1/2 (l/s/Km ²)	Principales ríos que la integran
Pacífico Seco	257,4	103	5,3	Huasco, Copiapó, Loa, Tambo, Ica, Rimac, Santa, Piura
Pacífico Tropical	4.095	60,4	54,5	Jubones, Guayas, Esmeraldas, Patía, San Juan
Endorreicas	98	150,1	---	Titicaca, Coipasa, Uyuni, Salí-Dulce

FUENTE: UNESCO, 1996. Mapa Hidrogeológico de América del Sur.

Aguas subterráneas

La presencia de agua en el subsuelo es la consecuencia de tres factores: (i) la composición geológica del mismo, por cuanto de ella dependerá la existencia y magnitud de materiales acuíferos; (ii) las características fisiográficas que son las que determinan la posibilidad y cuantía de la recarga que forma y alimenta acuíferos y (iii) el clima, en particular la pluviometría y evaporación real, dado que de ello depende que existan excesos de agua infiltrables.

Para dar una idea del recurso hídrico subterráneo en grandes extensiones, tal como un continente, es conveniente recurrir a la identificación de áreas en las que los tres factores enunciados sean semejantes, o al menos alguno de ellos, de manera que también será comparable su hidrogeología. Así entonces puede definirse una provincia hidrogeológica, entendiendo como tal una zona con caracteres similares en cuanto a la presencia de agua subterránea. Para Sudamérica se han distinguido 16 provincias hidrogeológicas, cuya ubicación se muestra en la Figura 12.3. Las características más salientes de cada una de ellas se exponen seguidamente.

1. Provincia Andina – Vertiente Pacífica: se extiende a manera de una faja larga y estrecha, desde el extremo norte hasta el sur del continente, al oeste de la cordillera de los Andes, en parte de Colombia, Ecuador, Perú y Chile. Los tipos litológicos que la integran son muy variados, con edades que van desde el Precámbrico al Reciente, y permeabilidades también muy dispares. En todos los países

en los que está presente ha sido subdividida, descripción que escapa a esta síntesis. Los acuíferos contenidos en ella, en todos son explotados para abastecimiento humano, riego, y en menor medida para uso industrial. Las captaciones más comunes se efectúan desde los rellenos aluviales de los valles transversales.

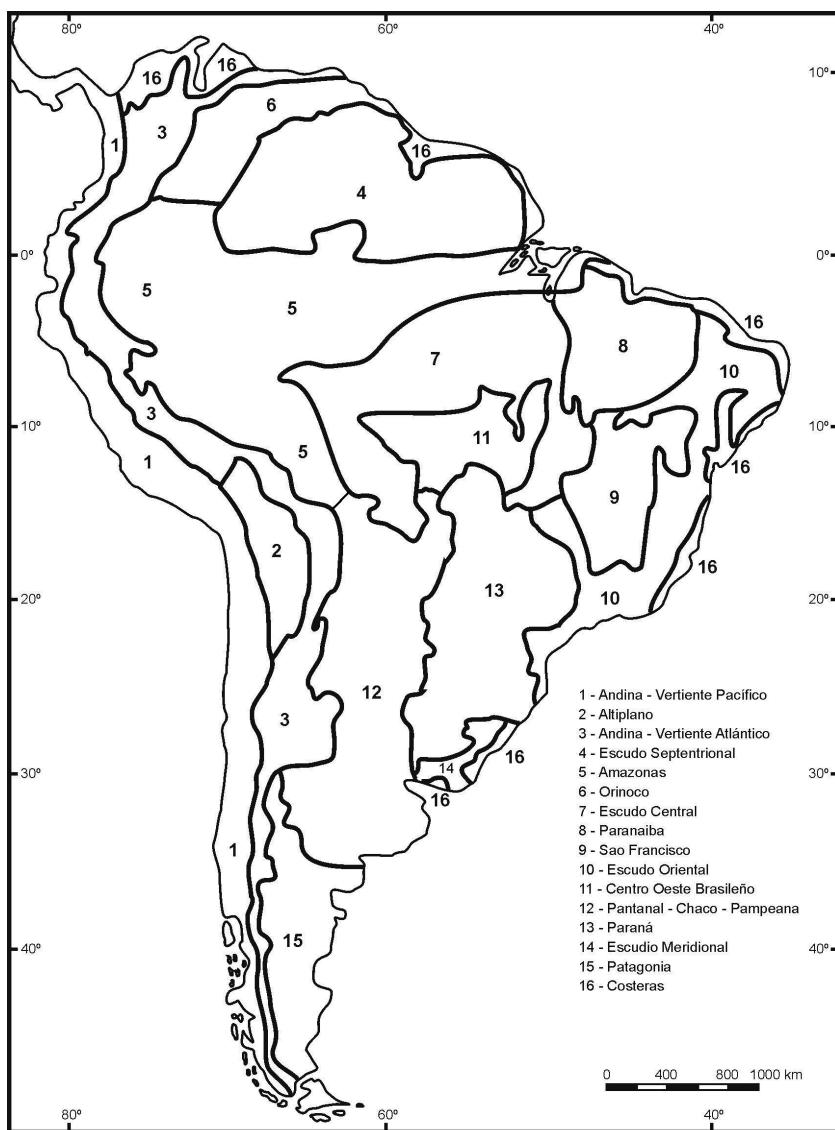


Figura 12.3. Regiones hidrogeológicas y vertientes. Modificado de UNESCO, 1996. Mapa hidrogeológico de América del Sur.

2. Provincia Hidrogeológica del Altiplano: abarca parte de Perú, Bolivia, Chile y Argentina. Corresponde a una región elevada con drenaje endorreico. En su composición geológica se destaca la presencia muy generalizada de materiales volcánicos y volcanoclásticos, terciarios y cuaternarios, con permeabilidad por fisuras o poral. En algunos sectores de Bolivia existen fuentes termales asociadas a volcanismo moderno.

3. Provincia Andina – Vertiente Atlántica: se extiende a todo lo largo del continente y se corresponde con la cordillera de los Andes, en el faldeo con escurrimiento de sentido general oeste este, es decir, hacia el océano Atlántico. Abarca parte de Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y la Argentina. Debido a su gran extensión presenta una variedad de materiales, desde rocas consolidadas a sedimentos sueltos, con edades desde el Precámbrico hasta el Reciente. Dentro de esta provincia se desarrollan numerosos acuíferos, algunos de ellos de gran rendimiento, como los existentes en la Argentina en la zona de Cuyo.

4. Provincia Hidrogeológica del Escudo Septentrional: coincide con la zona estable, conocida como Escudo Guyanés, que comprende parte de Brasil, Colombia, Venezuela, la Guyana Francesa y Surinam. Se carece de información hidrogeológica de la misma, pero puede inferirse que las mejores posibilidades están asociadas a los sedimentos clásticos depositados sobre el cratón, y secundariamente a acuíferos en fisuras en las rocas plutónicas y metamórficas del mismo.

5. Provincia Hidrogeológica del Amazonas: se corresponde con la cuenca imbrífera de este río, de manera que abarca gran parte del norte de Brasil y el este de Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia. Geológicamente se caracteriza por contener sedimentitas paleozoicas en ambas márgenes del río, cubiertas por sedimentos cenozoicos, que son los aflorantes y ocupan una enorme superficie. Esta cubierta cenozoica es la de mayor interés hidrogeológico. Esta región tiene una alta pluviosidad, determinante de que durante parte del año esté inundada. Es poca la información hidrogeológica que se posee de ella (precisamente por la ubérrima disponibilidad de agua en superficie). La

calidad del agua contenida en niveles arenosos de la cubierta cenozoica en general es buena, y la limitante en este sentido, es la presencia de hierro ferruginoso en concentraciones altas. En algunos sectores de Brasil existen acuíferos confinados con condiciones de artesianismo.

6. Provincia Hidrogeológica del Orinoco: se trata de la región fisiográfica de los llanos orientales de Colombia y Venezuela. En superficie se encuentran sedimentos fluviales y eólicos (tipo loess) de edad cuaternaria. En la parte colombiana de esta provincia se explotan acuíferos libres en loess, mediante pozos someros. La parte venezolana está más desarrollada, el nivel freático es somero y las captaciones pueden llegar a producir hasta $500 \text{ m}^3/\text{h}$. En general, el agua es apta para consumo humano y riego, pero en algunos casos corrosiva.

7. Provincia Hidrogeológica del Escudo Central: comprende parte de Bolivia y Brasil. Geológicamente está compuesta por rocas metamórficas y plutónicas, con escasas sedimentitas paleozoicas que llenan fosas tectónicas. Sedimentos modernos sólo se encuentran en los valles fluviales. Es poco conocida, pero puede inferirse a partir de su geología que los recursos hídricos del subsuelo son pobres y se trataría de acuíferos en fisuras en el basamento precámbrico.

8. Provincia Hidrogeológica de Parnaíba: coincide con una gran cuenca sedimentaria del noreste de Brasil, la que posee un espesor máximo de 3000 m, 2500 de los cuales son de sedimentitas paleozoicas y los 500 m restantes de depósitos mesozoicos. Contiene muchos acuíferos en toda la columna sedimentaria, y como la alternancia de estratos permeables e impermeables buza hacia el centro de la cuenca, en muchos sectores hay confinamiento y surgencia. Las captaciones normales tienen entre 100 y 250 m de profundidad, pero en algunos casos llegan a 500 m. Se trata en general de agua dulce, y solo en algunos sectores hacia el centro de la cuenca es salobre. El tramo más productivo es el de sedimentos paleozoicos desde donde se obtienen caudales de entre 20 y $500 \text{ m}^3/\text{h}$. Los de edad mesozoica tienen rendimientos de entre 5 y $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Los diversos acuíferos de esta provincia son ampliamente explotados para uso doméstico, riego e industrial.

9. Provincia Hidrogeológica de San Francisco: se encuentra en el este–noreste de Brasil. El acuífero más común en esta zona está alojado en fisuras en rocas metamórficas del Proterozoico Superior, en algunos casos asociados con rocas porosas por intemperismo, y carst. También existen acuíferos alojados en areniscas finas mesozoicas, en sedimentos coluviales y aluviales, y en la cobertura terciario–cuaternaria, aunque estos últimos son de extensión reducida e importancia local.

10. Provincia Hidrogeológica del Escudo Oriental: ubicada en el noreste de Brasil. Está conformada por rocas metamórficas precámbricas. Se la subdivide en dos regiones en base a su climatología: Nordeste y sureste, con distintos caracteres derivados de las condiciones climáticas. En la sureste, con precipitaciones de 1000 a 2250 mm/año, se da una alteración que da varias decenas de metros de sedimentos permeables, los que pueden entregar caudales de unos $10 \text{ m}^3/\text{h}$ de agua generalmente buena. En la restante, con precipitaciones de 500 a 1500 mm/año, irregulares y espaciadas en el tiempo, la alteración en superficie es menor, y en consecuencia los caudales también. La calidad media aquí puede aceptarse en 2000 mg/l de residuo seco, con un rango de variación entre 500 y 35.000 mg/l. En esta subregión además se explotan acuíferos vinculados a los cauces fluviales, mediante pozos someros.

11. Provincia Hidrogeológica del Centro Oeste Brasilero: se localiza al norte de Bolivia, encontrándose totalmente en territorio brasileño. Se la subdivide en tres subregiones en base a su geología. En cuanto a la potencialidad hídrica del subsuelo, se la desconoce. La subregión meridional, Chapada dos Parecis, es una de las divisorias de aguas más importantes del continente, puesto que limita las cuencas del Amazonas y del Río de la Plata.

12. Provincia Hidrogeológica Pantanal Chaco Pampeana: comprende un sector pequeño del sureste de Bolivia, del centro sur de Brasil, el oeste de Paraguay y su mayor desarrollo se encuentra en la Argentina. Se la subdivide en tres subregiones: Pantanal, Chaco y Pampa.

La primera se encuentra casi en su totalidad en Brasil. En ella, durante las crecientes, los ríos desbordan su cauce y sumergen grandes superficies de manera continua con hasta 4 m de agua. Los acuíferos están contenidos en sedimentos cenozoicos, son de buena producción y agua en general de buena calidad.

En cuanto al Chaco, tiene clima subhúmedo a semiárido, y comprende algo más de la mitad oeste de Paraguay, un sector de Bolivia y el centro norte de Argentina. Es una enorme cuenca sedimentaria con hasta 8.000 m de espesor con relleno de edades paleozoicas a recientes. Las formaciones de interés hidrogeológico son las terciario-cuaternarias. En el Chaco paraguayo los caudales son del orden de los 15 m³/h y la conductividad varía entre 300 y 8000 milimhos/cm. La salinidad también cambia, tanto en sentido horizontal como vertical. En su parte oriental, toda el agua es salada. En el centro del Chaco Paraguayo y en el centro del Chaco argentino, existen paleocauces con relleno arenoso fino que albergan acuíferos dulces con recarga directa, en algunos casos combinada con escorrentía. Producen caudales pequeños, pero son intensamente utilizados.

Finalmente, la subprovincia Pampeana, íntegramente en territorio argentino, en el que se extiende desde el sur de la provincia de Chaco, hasta el río Colorado por el sur, posee una gran variedad de condiciones hidrogeológicas, ya que hay acuitardos y acuíferos, libres y confinados, continuos y discontinuos. La recarga de los mismos es en su mayor parte directa y subordinadamente relacionada con cauces fluviales. Existen dos acuíferos confinados de gran importancia, el Puelche y el de Bahía Blanca. El primero posee caudales específicos de entre 4 y 20 m³/hm y salinidad de entre 300 y 1200 mg/l. El segundo caudales de entre 50 y 500 m³/h, residuo seco entre 300 y 1800 mg/l, es termal, y en sectores surgente.

13. Provincia hidrogeológica de Paraná: se encuentra en el sureste del continente, con su mayor desarrollo en Brasil, y sectores menores en Paraguay, Uruguay y Argentina. Se trata de una gran cuenca sedimentaria con un relleno de hasta 7.800 m de espesor, compuesto por sedimentos clásticos y derrames basálticos. El acuífero más importante que contiene es el conocido como Botucatú en Brasil, Misiones en Paraguay y Tacuarembó en Uruguay, últimamente

rebautizado como acuífero Guaraní. En parte del territorio de Brasil es un acuífero libre, y hacia el sur y oeste se entrampa bajo basaltos, confinándose. Aquí adquiere temperatura por el gradiente geotérmico. Otros acuíferos importantes, aunque menos que el anterior, son el contenido en los basaltos de Serra Geral en áreas fracturadas o mantos alterados y el de Bauru (este último en Brasil), ambos más superficiales que el Guaraní. Por último existen acuíferos de menor importancia en sedimentos clásticos del Paleozoico en los bordes de la cuenca, ya que hacia el centro de la misma es mineralizado. Las profundidades de las captaciones están muy ligadas a las condiciones estructurales del lugar. Raramente superan los 400 m, aunque algunos pasan de 1000 m. Las aguas, a excepción de las contenidas en sedimentos paleozoicos, son dulces, pero las almacenadas en basaltos suelen tener concentraciones altas de Fe^{+3} y sílice coloidal. El acuífero Guaraní, en algunos pozos profundos tiene contenidos altos de flúor.

14. Provincia Hidrogeológica del Escudo Meridional: esta zona se ubica entre Brasil y Uruguay, y el único recurso hídrico subterráneo del área lo constituyen acuíferos en fisuras en rocas plutónicas y metamórficas del Precámbrico. La zona es de alta pluviosidad, lo cual asegura su recarga. Los caudales medios producidos por las captaciones son del orden de los 5 m^3/h , y el agua producida es de buena calidad, salvo limitaciones escasas y puntuales.

15. Provincia Hidrogeológica de la Patagonia: se corresponde con la Patagonia argentina, al sur del río Colorado y al oeste del río Chadileuvú–Curacó. Se la divide en tres subregiones: cordillerana, de las elevaciones centrales y de terrazas. En la subprovincia cordillerana existen rocas metamórficas y sedimentos terciarios y cuaternarios, incluidos algunos de origen glacial. El clima es frío y las precipitaciones del orden de los 500 mm/año. El agua en el subsuelo se encuentra en niveles con permeabilidad secundaria y sólo forma acuíferos continuos en los subálveos. La subregión de las elevaciones centrales corresponde a las mesetas que no fueron transgredidas por el mar durante el Terciario. En la composición geológica de estas elevaciones intervienen sedimentos continentales y rocas volcánicas, y merece destacarse que en su coronamiento no están presentes los Rodados Patagónicos. Las

precipitaciones son bajas (200 mm/año) y la disponibilidad de agua en el subsuelo reducida. Finalmente, en la subregión de las terrazas, existe en superficie una capa de rodados gruesos que puede superar los 20 m de espesor, que juega un papel destacado en el proceso de recarga. Esta genera acuíferos que alojados en formaciones continentales, o en la parte superior de formaciones marinas, dan caudales bajos pero significativos para la zona.

16. Provincia Hidrogeológica Costera: se ubica en casi todo el borde continental que da al océano Atlántico, desde Venezuela hasta la Argentina, de manera discontinua. Dada su gran extensión se la ha subdividido en 15 subregiones, algunas de las cuales penetran considerablemente tierra adentro. Está compuesta por sedimentos del Cretácico al Reciente. Los más antiguos son buenos productores en Brasil, mientras que en Argentina son importantes los desarrollados a partir de dunas costeras.

Bibliografía específica

FRANÇA RIBEIRO DOS ANJOS, N. y A. MENTE (editores), (1996). *Mapa hidrogeológico de América del sur*. UNESCO. Programa Hidrológico Internacional. República Federativa de Brasil. Brasilia.

13

Capítulo XIII

Principales rasgos hidrológicos
de la República Argentina

13

Introducción

Este apartado es una síntesis de la hidrología de la República Argentina, de manera que se trata de una profundización de lo expuesto en el anterior, con respecto a este país. El grado de conocimiento que se posee de los distintos recursos hídricos de que dispone, es diverso, situación que deriva probablemente del grado de uso que se hace de los mismos y de la densidad poblacional. Lo que se pretende aquí es simplemente facilitar el acceso a obras más completas y complejas.

El primer trabajo que abordó la temática de los recursos naturales (incluidos los recursos hídricos) de manera integral, es la Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina, patrocinado por el Consejo Federal de Inversiones, que fuera dirigido por Cano y Bunge. Esta evaluación, en lo que respecta a los recursos de agua, se toma como base para redactar esta síntesis. Con posterioridad a ella se han producido numerosas contribuciones de diferente detalle y escala. Se han tomado en cuenta aquellas que por el área abarcada contienen alguna generalización que permite enriquecer la obra de cabecera.

En este sentido, resulta un tanto problemático abordar las aguas subterráneas. El esquema regional de Sudamérica en esta materia (expuesto en el capítulo 12), en el que Argentina participa en el contexto sudamericano en cinco de las provincias hidrogeológicas, es aceptado por la mayoría de los técnicos involucrados en la temática, pero su desarrollo con mayor detalle no tiene la misma unidad de criterio. En este caso se ha optado por exponerlas en base al texto explicativo del mapa hidrogeológico de la República Argentina, al que se le han agregado aportes de varios autores, que lo enriquecen.

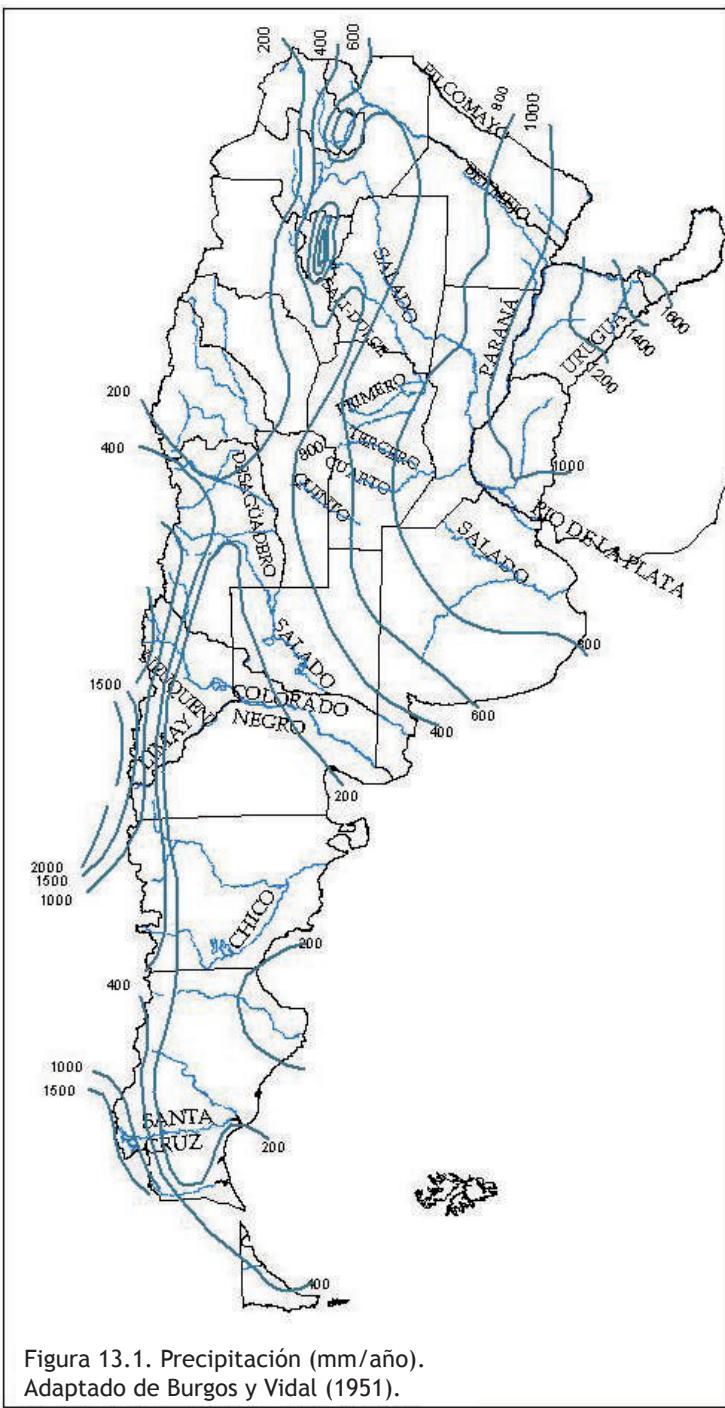
Hidroclimatología

En la Figura 13.1 se bosquejan las isoyetas del territorio argentino. Como puede apreciarse en ella, hay tres sectores con una alta pluviosidad, que supera los 1000 mm/año. Una se ubica en el extremo noreste, en la provincia de Misiones, otra en las provincias de Tucumán y Salta y la restante cercana al límite con Chile, a partir de la latitud de la ciudad de Mendoza y hacia el sur, en coincidencia con la cordillera de los Andes. En las dos últimas las precipitaciones son de tipo orográfico, mientras que en la primera son del tipo frontal y convectivo.

Desde el extremo noreste, y en dirección suroeste, la disminución de las precipitaciones se da con un gradiente más o menos uniforme, hasta llegar a una línea diagonal desde la desembocadura del río Negro y aproximadamente paralela al río Chadileuvú–Curacó (provincia de La Pampa), sobre la que toma el valor de 200 mm/año.

De manera que se puede generalizar que en el noreste de la Argentina, en el faldeo oriental de la Sierra del Aconquija y la Cordillera Oriental, y en la cordillera de los Andes al sur de Mendoza la precipitación supera los 1000 mm/año. En casi la totalidad de la Patagonia, sur de Mendoza y suroeste de La Pampa es del orden de los 200 mm/año, y en el resto del territorio tiene valores intermedios. Acerca de cómo se verifica la entrada de agua oceánica al país, se ha expuesto en el capítulo 3.

Trabajos efectuados en la Universidad Nacional de La Pampa en la década de 1980, han propuesto una revisión del trazado de las isoyetas en el centro de la Argentina, postulando un corrimiento de las mismas hacia el oeste, lo que implica una aumento casi general de 100 mm/año, basado en 21 años de observaciones. En realidad, como los registros más antiguos tienen alrededor de 100 años, una ciclicidad en los montos precipitados con una recurrencia de 80 a 100 años, nunca se la ha medido y solo puede inferirse sobre el tema.



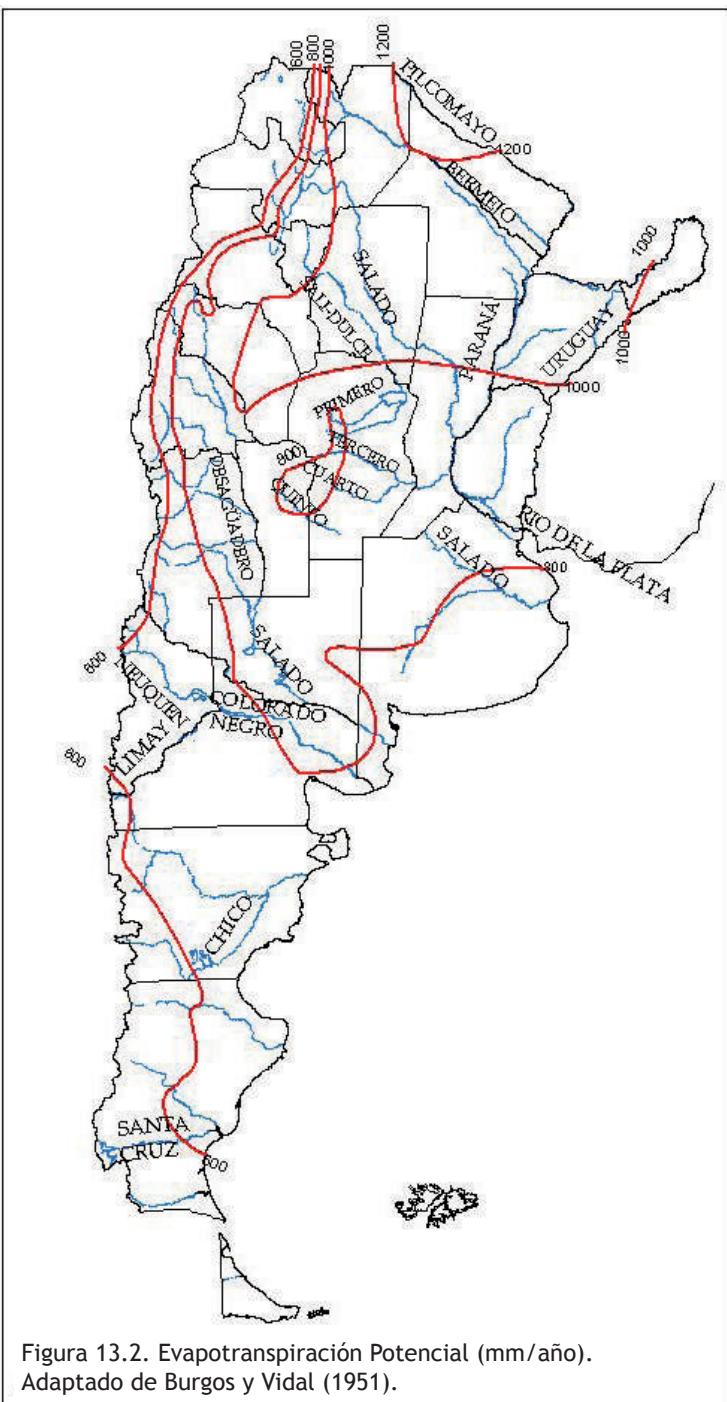


Figura 13.2. Evapotranspiración Potencial (mm/año).
Adaptado de Burgos y Vidal (1951).

Con respecto a la evapotranspiración potencial, en la Figura 13.2 se presentan las isolíneas a partir de los valores obtenidos con la metodología de Thornthwaite. Los valores máximos se dan en el norte de la Argentina, en la mitad oeste de Formosa y el extremo este de Salta, donde supera los 1200 mm/año, y en casi toda la provincia de Misiones, en donde es mayor que 1000 mm/año. El área comprendida entre 1200 y 1000 mm/año, abarca casi toda la provincia de Corrientes, el tercio norte de la de Santa Fe, todo Santiago del Estero y Chaco, el este de La Rioja, Catamarca, Tucumán, Salta y Jujuy y la mitad este de Formosa. Entre 800 y 1000 mm/año, se encuentran Entre Ríos, la mitad norte de Buenos Aires, casi toda La Pampa, el este de Mendoza y San Juan, y una franja estrecha al este de La Rioja, Catamarca, Salta y Jujuy. En el noroeste el gradiente de disminución de la evapotranspiración potencial hacia el oeste, es alto, pasando en un trecho relativamente corto de 1.000 a 600 mm/año. En la parte noroeste y oriental de la Patagonia, toma valores de entre 1.000 y 600 mm/año, y es menor a este valor en el tercio suroeste de la misma, incluso en Tierra del Fuego.

Resumiendo, puede generalizarse que la evapotranspiración potencial disminuye desde el noreste hacia el oeste y suroeste, y que el gradiente de disminución es alto en el noroeste del territorio y más o menos uniforme hacia el suroeste. Los valores extremos superan los 1200 mm/año, y son menores a 600 mm/año en el oeste y menores a 500 mm/año en la cordillera Austral y Tiarra del Fuego.

Lógicamente, comparando las figuras 13.1 y 13.2, puede deducirse cuáles son las áreas con exceso de agua, que resultan ser tres. La primera de ellas se ubica en el este – noreste del territorio argentino, y abarca los dos tercios orientales de la provincia de Buenos Aires, toda la Mesopotamia, y el este de Santa Fe, Chaco y Formosa. La segunda se encuentra en coincidencia con la cordillera de los Andes Austral, a partir de aproximadamente el centro de Neuquén, hacia el sur, hasta el extremo austral del continente. Finalmente existen otras áreas con excesos de agua más pequeñas, dentro de las provincias de Tucumán, Salta y Jujuy.

La interpretación de estos excesos debe ser cuidadosa, y tener en cuenta que se trata de valores anuales medio históricos, ya que si se toman de forma absoluta sin tener en cuenta lo anterior, las únicas

zonas de la Argentina con infiltración eficaz y generación de escurreimiento, serían estas. Pero como se ha visto, las precipitaciones no son uniformes a lo largo del año, y la evapotranspiración potencial varía estacionalmente, siendo mínima en invierno. De manera que si el balance se hiciera con paso mensual, las áreas con exceso de agua serían mayores. Más aún, se ha demostrado que en zonas con fuerte déficit hídrico, los balances con paso diario (ver capítulo 4), permiten deducir excesos infiltrables.

Escurrimiento superficial

En el territorio argentino existen ríos que desaguan en el océano Atlántico, en el océano Pacífico (todos estos compartidos con Chile) y cuencas sin desagüe al mar. En la Tabla 13.1 se dan los parámetros más importantes de cada vertiente, de existir datos separadas por cuencas, y en la Figura 13.3 se indica su ubicación.

A la vertiente Atlántica pertenecen los ríos de La Plata, Colorado, Negro, Chubut, Santa Cruz, varios arroyos de la provincia de Buenos Aires, el río Deseado (del que se posee muy poca información) y otros menores de la Patagonia.

Merece un comentario particular el río Desaguadero, más al sur llamado Salado o Chadileuvú, el que, según como se lo interprete, pertenece a esta vertiente o a la sin desagüe al mar. Este curso drena un amplio frente de la cordillera de los Andes que comienza en La Rioja con el río Bermejo y va colectando diversos cauces, de los cuales los más importantes son los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante y Atuel. El Chadileuvú normalmente tiene un escurrimiento intermitente, y finaliza en el sistema de lagunas en el entorno de la localidad de Puelches en la provincia de La Pampa. Desde allí (laguna La Amarga) existe un cauce, el río Curacó, que hasta fines del siglo XX sólo corrió en contadas ocasiones hasta desembocar en el río Colorado. Este hecho fue atribuido por algunos estudiosos a que este río formó parte de la cuenca del Colorado en épocas geológicas pasadas, estando en vías de extinción en la actualidad. Sin embargo en los últimos años la vinculación Chadileuvú – Colorado por medio del Curacó fue muy frecuente, casi continua de no mediar obras para detener su escurrimiento en La Amarga. La aceptación o no de que el

río Desaguadero – Chadileuvú forma parte de la cuenca del Colorado, tiene importantes implicancias políticas.

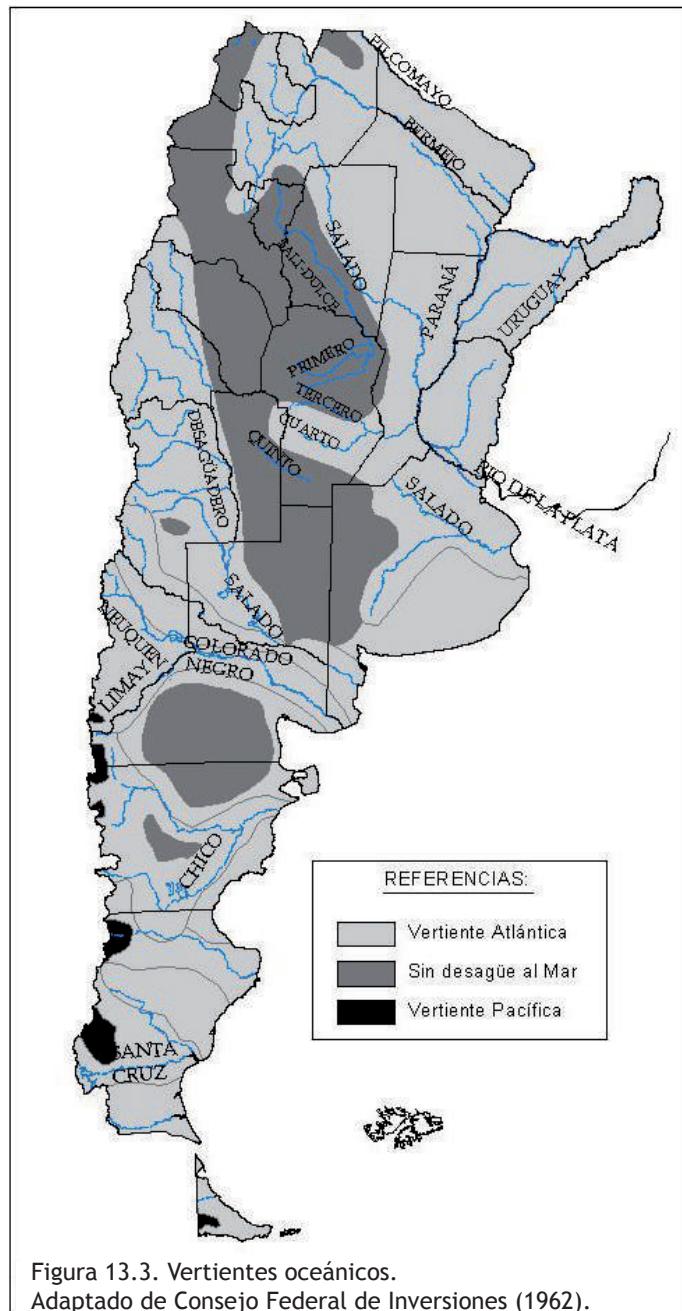


Figura 13.3. Vertientes oceánicos.
Adaptado de Consejo Federal de Inversiones (1962).

Los ríos de la vertiente pacífica, todos compartidos con Chile, se originan en dos particularidades de la cordillera de los Andes desde el sur de Neuquén hasta Tierra del Fuego. En primer lugar, este tramo de la cordillera es relativamente de baja altura y durante el Pleistoceno estuvo cubierta por hielo. Los glaciares labraron en ella profundos valles transversales. Esto da lugar a que en algunos tramos de la cordillera de los Andes austral se generen ríos que corren en sentido oeste–este (hacia el océano Atlántico), y luego de un trecho cambian de rumbo progresivamente, hasta hacerlo en sentido inverso, para finalmente desembocar en el océano Pacífico. A ello se suman algunos lagos que ocupan valles glaciales que emiten emisarios hacia ambos océanos. Como por tratados bilaterales entre Argentina y Chile, el límite entre los dos países se estableció en “...las altas cumbres divisorias de aguas...”, estos lugares fueron puntos de controversia, actualmente superados.

Finalmente, las cuencas sin desagüe al mar ocupan una faja diagonal desde el extremo noroeste de nuestro país hasta el sur de La Pampa (tener presente el comentario anterior sobre el río Desaguadero), un pequeño sector en el oeste de Formosa, otro en el oeste de Mendoza y dos sectores en la Patagonia.

Con respecto al régimen de los distintos cursos de agua, los hay de régimen simple, mixto y complejo. El único caso de régimen complejo es el río de La Plata. Su alimentación es casi exclusivamente pluvial, ya que los sectores de la cuenca activa con precipitaciones nivales son muy reducidos.

Fuera del río de La Plata, los que corren hacia el este o sureste desde el extremo norte hasta el río Colorado inclusive, tienen régimen simple. Los que bajan de la cordillera de los Andes, son alimentados por fusión de nieve, de manera que su régimen es simple nival. Por el contrario, los originados al este de los Andes, en las sierras de Córdoba y San Luis y en la provincia de Buenos Aires, son alimentados por precipitaciones líquidas, y en consecuencia su régimen es simple pluvial. De estos, los de la parte central del país, tienen su período de crecidas en el verano, mientras que los del sureste crecen en invierno, por lo cual cabe calificarlos como tropicales y oceánicos, respectivamente.

Tabla 13.1. Principales parámetros de la escorrentía de Argentina.

Vertiente	Cuenca	Área (10 ³ Km ²)	Módulo (m ³ /s)	Principales ríos
Atlántica	Del Plata	3.100	18.500	Paraná, Paraguay, Uruguay, Pilcomayo, Bermejo, Salado
	Resto	1.000	2.340	
	Colorado	15,3	140	Grande, Barrancas
	Jachal **	---	13,5	Blanco, Huaco
	San Juan **	26	62,62	Castaño, Los Patos, S. Juan
	Mendoza **	8,2 *	53,13	Vacas, Tupungato, Cuevas
	Tunuyán **	2,37*	27,83	Grande, Yaucha, Las Tunas
	Diamante **	23	35	Diamante, Hondo
	Atuel **	3,8*	31,89	Matancilla, Atuel
	Negro	94,6	928	Limay, Neuquén
	Chubut	20,0	48,6	Chubut, Chico
	Santa Cruz	17,4	667	Santa Cruz
	Total de la vte.	4.100	20.840	
Pacífica	Total de la vte.	30	1.100	Hua Hum, Manso, Epuyén, Turbio, Quemquemtreu, Carrileufú, Futaleufú
Sin desagüe	Total de la vte.	800	190	
	Dulce	19,7	96,9	
	Primero	1,9	10	
	Segundo	6,7	8	
	Quinto	4,5	5,1	
	Conlara	1,15	2,26	
	Malargüe	---	7,6	

FUENTES: Consejo Federal de Inversiones, 1962 Evaluación de los Recursos Naturales de Argentina; INCYTH, 1972, República Argentina - Recursos Hídricos: UNESCO, 1996. Mapa Hidrogeológico de América del Sur.

NOTAS: ** perteneciente a la cuenca del Desaguadero; * superficie de la cuenca activa.

Al sur del río Colorado, con excepción del río Santa Cruz, los cauces presentan dos crecidas anuales: una en primavera-verano debida a fusión de nieve, y otra otoño-invernal provocada por lluvias, de manera que su régimen es mixto nivo-pluvial. Cabe apuntar que el río Colorado, normalmente de régimen simple nival, en algunos años se comporta como los de más al sur, es decir con régimen mixto, debido a precipitaciones líquidas en la cuenca de uno de sus tributarios, el río Barrancas. En cuanto al río Santa Cruz, es el único río argentino con régimen simple glacial.

Aguas subterráneas

Como se vio en el capítulo anterior, la Argentina participa en cuatro de las regiones o provincias hidrogeológicas de Sudamérica, definidas a partir de semejanzas climáticas, geológicas y geomorfológicas, que determinan que las aguas del subsuelo tengan caracteres comparables. En lo que sigue se detallará para cada una de ellas lo concerniente a su tramo argentino, aclarando que la primera en exponerse contiene a dos de las provincias hidrogeológicas sudamericanas.

1. Región de los valles intermontanos

Es la parte argentina de las provincias hidrogeológicas Andina-Vertiente Atlántica y la del Altiplano del mapa hidrogeológico de América del Sur. Geológicamente comprende las regiones morfoestructurales de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Cordillera Austral y Bloque de San Rafael. Los acuíferos presentes en esta región se alojan en el relleno aluvional de valles intermontanos, y con fines prácticos se los divide en dos grupos: (1) los que descargan en cuencas endorreicas, generalmente salitralas y (2) los que descargan en cursos de agua con destino final en el mar.

1.1. Acuíferos con descarga hacia cuencas endorreicas

1.1.1. Puna: en esta meseta, de clima frío y seco, los acuíferos son pobres y tienden a ser salados, excepto en las llanuras aluviales de los pocos ríos existentes. En esta zona se encuentran fuentes termales asociadas al vulcanismo póstumo Terciario y Cuaternario.

1.1.2. Cono de deyección Tucumano: se trata de varios conos aluviales y de deyección coalescentes, que se forman en el faldeo oriental de la Sierra del Aconquija y penetran en el subsuelo de la provincia de Santiago del Estero, donde se lo conoce como la “cuña gravosa”. En la falda del Aconquija se produce la recarga, y la descarga se verifica en el río Salí-Dulce, cuenca endorreica que fina-

liza en la Laguna de Mar Chiquita (Córdoba). El espesor se estima en unos 500 m, y los caudales que típicamente produce están entre 100 y 200 m³/h, de agua apta para todo uso.

1.1.3. Valle de Catamarca: se encuentra entre las Sierras de Ancasti, Graciana y Ambato, que también conforman su basamento. El espesor del relleno aluvial es de entre 300 y 400 m. Las captaciones más comunes son de unos 120 m de profundidad, y los caudales que entregan varían entre 100 y 150 m³/h, de agua apta para todo uso.

1.1.4. Depresión de Uspallata–Barreal–Rodeo: se ubica en el norte de Mendoza y sur de San Juan. Se trata de una fosa tectónica entre la Cordillera Frontal y la Precordillera, con relleno Terciario y Cuaternario. Su recarga está vinculada a precipitaciones y deshielo de glaciares de la alta cordillera. El Cuaternario produce buenos caudales con salinidad baja. No así el relleno del Terciario, que es inferior en todo sentido.

1.1.5. Valle Fértil: se encuentra en el norte de la provincia de San Juan. Se recarga en las sierras de Valle Fértil y de la Huerta.

1.1.6. Valle de Tunuyán: se encuentra en la provincia de Mendoza, y es recargado por el río homónimo y arroyos menores. Sus caudales específicos son altos y posee una zona confinada, con surgen- cia, cuyos caudales específicos alcanzan a 30 m³/hm.

1.1.7. Valle del Conlara: se encuentra en el noreste de San Luis y suroeste de Córdoba. El acuífero está contenido en arenas y gravas de conos aluviales y de deyección del faldeo occidental de la Sierra de Comechingones. Se recarga por medio de los arroyos, en su mayoría intermitentes, que bajan de la misma y se insumen a su pie. Se lo explota intensivamente para riego.

1.2. Acuíferos con descarga al mar

1.2.1. Valle del río San Francisco: se ubica en la parte más oriental de Jujuy y sectores menores en el norte de Salta y oeste de Formosa. El basamento técnico lo constituyen sedimentos continentales terciarios y lateralmente está limitado por varias unidades de las Sierras Subandinas. El relleno del valle está constituido por la re-

depositación de materiales paleozoicos y mesozoicos de las sierras que lo limitan. La recarga no se conoce bien, pero se supone que se verifica a partir de los ríos y arroyos de la zona. El río San Francisco delimita dos sectores longitudinales con distintos caracteres litoestratigráficos e hidráulicos. La franja occidental es más potente y de mayor permeabilidad que la oriental, y en ella los pozos, por lo general de 60 m de profundidad, producen caudales de hasta 300 m³/h, de agua de buena calidad, a excepción de la capa freática en la cercanía del río San Francisco, que constituye el nivel de base. La faja oriental produce caudales de unos 20 m³/h. La descarga del sistema se produce a través de la llanura chaqueña.

1.2.2. Abanico del río San Juan: se encuentra en la provincia de San Juan, en la cercanía de su capital. Está formada por el cono aluvial del río homónimo que lo depositó al salir de la Precordillera y penetrar en el valle de Tulum. El espesor del relleno cuaternario es de 600 m, engrosándose hacia el sudeste, dirección en la que alcanza hasta 1000 m. El sector norte posee dos acuíferos, y el sur, separado del anterior por una falla, solamente uno. Los caudales son del orden de los 150 m³/h, y disminuyen hacia la parte distal del cono aluvial, al hacerse más finos los sedimentos. La recarga del acuífero se debe a infiltración desde el subáльveo, a pérdidas en los canales de riego y a retornos de riego. En el entorno de la ciudad de San Juan, está sobreexplotado.

1.2.3. Abanico de los ríos Mendoza y Tunuyán: se encuentra en el noreste de la provincia de Mendoza, y su génesis es similar al anterior: ambos cursos de agua al salir de la cordillera pierden capacidad de transporte y depositan varios conos aluviales, con sedimentos gruesos cerca de su ápice, y progresivamente más finos hacia el río Desaguadero. En la zona apical existe un solo acuífero, freático, que produce caudales de entre 10 y 80 m³/h, mientras que más al este se encuentran dos, uno libre y otro confinado, que en algunos sectores es surgente. Los caudales de este último oscilan entre 10 y más de 200 m³/h, y son menores hacia el este, en dirección al río Desaguadero. En cuanto a la calidad del agua, en general desmejora en dirección a este río, en cuya cercanía se han encontrado valores de salinidad de hasta 72 g/l. Asimismo en este sentido, en su sector norte el acuífero freático es salobre. Las mejores aguas de esta región se encuentran dentro

de paleocauces del río Tunuyán. En los alrededores de la ciudad de Mendoza, se encuentra sobreexplotado.

1.2.4. Abanico de los ríos Diamante y Atuel: se ubica en el centro-sur de Mendoza, en la zona de influencia de San Rafael y General Alvear. Es casi un calco de los dos anteriores en cuanto a su génesis y el tipo y cantidad de acuíferos que contiene. Tal vez la única diferencia con ellos, es que el material acuífero incluye sedimentos eólicos. El acuífero freático produce caudales de hasta $52 \text{ m}^3/\text{h}$, y el confinado tiene caudales específicos de hasta $29 \text{ m}^3/\text{hm}$. Al igual que en los dos anteriores, el rendimiento y calidad disminuyen hacia el este, en dirección al río Desaguadero. Está sobreexplotado en el área de la ciudad de San Rafael.

1.2.5. Cordillera Austral: esta unidad se desarrolla desde alrededor de los 36° de latitud sur hasta Tierra del Fuego, coincidiendo con la cordillera de los Andes. Como se señalara al tratar el escurrimiento superficial, esta región posee un clima frío y húmedo, de manera que existen importantes volúmenes de agua infiltrable. No obstante ello, por ser escasos los materiales porosos receptores, no existen grandes acuíferos, al menos conocidos. Las posibilidades de obtener agua subterránea se restringen a acumulaciones de origen glacial, como las morenas y otros. Como en esta región son muy numerosos los lagos y arroyos, de excelentes aguas, se hace muy poco uso del recurso subterráneo, que se reduce a algún abastecimiento doméstico aislado.

2. Región de la Llanura Chaco-Pampeana

Comprende la totalidad de las provincias de Formosa y Chaco, casi toda Santiago del Estero (con excepción del extremo suroeste, al suroeste de la Sierra de Guasayán), la mitad este de Córdoba, el sur de San Luis, la provincia de La Pampa al este del río Chadileuvú, la provincia de Buenos Aires al norte del río Colorado, toda Santa Fe, casi toda Entre Ríos y la mitad occidental de Corrientes. Es parte de la provincia hidrogeológica del Pantanal Chaco-Pampeana, del mapa hidrogeológico de América del Sur. La característica común de toda la región es su relieve llano y las pendientes reducidas. Una región tan amplia, con una variedad de tipos climáticos y una sola aparen-

te uniformidad geológica, es de esperar que presente una gama de comportamientos diferentes en lo que al agua subterránea se refiere, aunque en todos los casos regidos por los principios de la hidrología de las grandes llanuras, en las que predominan las transferencias verticales en el ciclo hidrológico. En esta región son comunes los acuíferos multicapa desarrollados en las distintas formaciones que genérica e informalmente se conocen como “Pampeano”.

2.1. Subregión de los limos pleistocenos–recientes: esta subregión comprende a Formosa, Chaco, Santiago del estero y gran parte de Santa Fe. Los sedimentos que contienen al acuífero en la parte superior, son limo arcillosos de baja permeabilidad. Ello, sumado a las bajas pendientes y la alta evapotranspiración, hacen que por lo general las aguas sean salobres a saladas. Asimismo, como las precipitaciones se concentran entre diciembre y abril, en coincidencia con esta época los tenores salinos suelen disminuir. En algunos sectores, principalmente en el oeste de Chaco y en Formosa, son comunes paleocauces que contienen sedimentos algo más gruesos y permeables que los regionales, lo cual facilita el lavado del material clástico del acuífero, el que en estos sectores es de mejor calidad. En el norte de Santa Fe se practica con éxito recarga artificial desde lagunas temporarias y cursos de agua, que aumentan el espesor del acuífero con menor contenido salino. En estos casos el mismo es explotado mediante pozos colectores similares a los tipo Ranney, con una metodología de diseño y construcción desarrollada localmente. Finalmente debe señalarse que en el pie de monte occidental, en el borde de las Sierras Subandinas y Sierras Pampeanas, se encuentra una franja angosta de rumbo norte sur, con sedimentos más gruesos y permeables, de buenas propiedades hidráulicas y químicas.

2.2. Subregión de la formación Puelches: se extiende desde el noreste de Formosa hasta la bahía de Samborombón, en parte de las provincias de Formosa, Chaco, Corrientes, Entre Ríos, Santa Fe y Buenos Aires, en esta última hasta aproximadamente la longitud de la ciudad de 9 de Julio. Esta formación (denominada Ituzaingó en Corrientes), está formada por arenas cuarzosas con lentes de grava y pelíticas, subyace a sedimentos loéssicos conocidos genéricamente y

de manera informal como “Pampeano” y se apoyan por lo común en arcillas verdes depositadas por la ingresión marina miocena. El acuífero que aloja es de muy buena calidad química y excelentes parámetros hidráulicos. En efecto el residuo seco varía entre 0,3 y 1,2 g/l, y los caudales específicos entre 4 y 20 m³/hm. Su carácter es semiconfinado. Trabajos regionales realizados en el noreste de la provincia de Buenos Aires, han demostrado que su recarga es de origen meteórico, y se produce por percolación a través de los acuitardos que la cubren. Se trata de un acuífero intensamente explotado desde Vera (Santa Fe) hasta La Plata (Buenos Aires), que en la zona de influencia de las ciudades de Santa Fe, Rosario y el cinturón Buenos Aires-La Plata, presenta signos de sobreexplotación.

2.3. Subregión de la formación Santiago Temple: se ubica en el este de la provincia de Córdoba. Esta unidad estratigráfica equivale a la formación Paraná. Hacia el este pasa gradualmente a esta última y a las arenas Puelches y hacia arriba es cubierta por el Pampeano, que ya se mencionó y sobre el que se volverá en el apartado siguiente. Tanto el Pampeano como la formación Santiago Temple contienen agua, en acuíferos libres, semiconfinados y confinados. La recarga es de origen meteórico y localmente relacionada con algunos ríos. El residuo seco es bajo, en general menor a 2 g/l. La descarga es hacia la laguna de Mar Chiquita, en el noreste cordobés, y en menor medida hacia el río Paraná. Tiene una zona amplia con niveles potenciométricos positivos y los caudales específicos de las capas confinadas (en una amplia zona surgentes) alcanzan hasta 10 m³/hm.

2.4. Subregión del Pampeano: comprende parte de Córdoba, Santa Fe, La Pampa y Buenos Aires. Con el término Pampeano se entienden una serie de limos arenosos y/o arcillosos, loessoides en general, de colores en la gama del castaño, que corresponden a diferentes unidades estratigráficas desde el Terciario Superior hasta el Pleistoceno. Así por ejemplo, en gran parte de la provincia de La Pampa, ha sido descrito formalmente como formación Cerro Azul, de edad miocena superior, mientras que en la zona central y noreste de Buenos Aires está integrado por las formaciones Ensenada y Buenos Aires, de edad pleistocena. En su composición mineralógica es común

la presencia de material volcánico en la forma de trizas vítreas, que suelen conferirle al agua contenida en estos materiales, concentraciones altas de flúor y arsénico. Hidrológicamente se comporta como un acuífero con niveles semiconfinados. Es ampliamente explotado para ganadería y en menor medida para abastecimiento doméstico e industrial. Su recarga es de origen meteórico. La calidad del agua contenida en estos sedimentos varía entre valores muy amplios, al igual que sus parámetros hidráulicos.

2.5. Subregión del Médano Invasor (= formación Junín, = formación Meauco): esta unidad consta de arenas de origen eólico, presentes en el sur de San Luis y Córdoba, oeste y noroeste de Buenos Aires y este y centro de La Pampa. Se apoya sobre el Pampeano (cuálquiera sea su edad) y es discontinua. Se trata de médanos fijos o semifijos, raramente vivos, con cobertura vegetal de pastizales y un desarrollo edáfico pobre, en algunos casos nulo, por lo cual su capacidad de campo es baja. En algunas situaciones, cuando su espesor es suficiente, en estas arenas se forma la capa freática, de buena a muy buena calidad química y buen rendimiento hidráulico. Cuando su espesor es bajo, no contiene a la capa freática, pero aún así son de importancia por cuanto su alta capacidad de infiltración permite la recarga de los acuíferos subyacentes a tasas mayores que las regionales, mejorando la calidad química de los mismos. Esta propiedad se torna decisiva en la provincia de La Pampa, por cuanto en el centro y oeste de la misma, de no ser por su presencia la recarga sería muy baja a despreciable.

2.6. Subregión de los médanos costeros: se encuentra en la costa de la provincia de Buenos Aires, desde la bahía de Samborombón hasta Bahía Blanca, en una faja de entre 1 y 5 Km de ancho. Son arenas de color amarillento, que forman dunas fijas y móviles, las que al igual que la formación anterior, permiten la infiltración de las precipitaciones a tasas mayores que las regionales, de manera que la capa freática adopta una forma convexa hacia arriba, conformando una barrera hidráulica que impide o dificulta el drenaje superficial y subterráneo hacia el mar y la intrusión del mismo hacia el continente. La explotación del agua contenida en estos médanos requiere de

ciertos cuidados, por cuanto el acuífero tiene la forma de una lente, limitada a través de una interfase por agua salada (marina de un lado, salobre a salada del flanco continental, y del mismo carácter en su parte inferior), de manera que de no realizarse una explotación planificada y conservadora, desencadena la intrusión salina. Estos acuíferos son explotados en casi toda la costa bonaerense.

2.7. Subregión de Bahía Blanca: se la separa de las anteriores por el hecho de contener un acuífero profundo, confinado, de enorme importancia. Se extiende desde el faldeo suroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires, el río Sauce Grande, el océano Atlántico, el río Colorado por el sur y hacia el oeste está limitada por los afloramientos de rocas graníticas de La Pampa. Existen varios acuíferos, freático y confinados, contenidos en las formaciones Chasicó (areniscas limo arcillosas castañas) y Río Negro (areniscas), de tenores salinos variados, al igual que sus rendimientos hidráulicos. En cuanto al acuífero profundo, se aloja en arenas, gravilla y grava, con intercalaciones de arcillas rojizas, conjunto al que se conoce como “Mioceno Rojo”, que subyace a arcilitas verdes, conocidas como el “Mioceno Verde”. Estas últimas hacen las veces de estrato confinante del acuífero de Bahía Blanca. La profundidad a que comienza el mismo varía entre 500 y algo más de 1000 m, y aparentemente se profundiza hacia el este y sur. Su espesor (en pocos casos se lo atravesó por completo), está entre 280 y 380 m. Es surgente, con caudales espontáneos de entre 50 y 500 m³/h, y termal. La temperatura del agua oscila entre 55° y 72°. El contenido salino varía entre 0,3 y 1,8 g/l. Acerca de su recarga y el origen del calor que eleva su temperatura, se discutió largo tiempo. Actualmente se acepta que su infiltración se verifica en el faldeo sudoccidental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Este acuífero se utiliza de manera intensa en la zona de influencia de la ciudad de Bahía Blanca, para varios usos, incluido el industrial aprovechando su temperatura.

3. Región de la Meseta Misionera

Ocupa la provincia de Misiones, el este de Corrientes y el noreste de Entre Ríos. Es parte de la provincia hidrogeológica de Paraná del

mapa hidrogeológico de América del Sur. Su característica más destacada, es el gran espesor de basaltos, que puede llegar hasta 1.500 m. Los acuíferos principales están alojados en fisuras de esta roca o en las areniscas de la Formación Solari, que se encuentran por debajo. Los caudales producidos por estas formaciones son erráticos, dependiendo del grado de fisuración de la roca portadora y/o de la presencia de las areniscas de la Formación Solari. En esta región también están presentes, y se explotan, acuíferos contenidos en las formaciones Ituzingó y Yupoí en la provincia de Corrientes, y en limos arenos arcillosos del Pampeano y la Formación Puelches en Entre Ríos. La recarga en todos los casos es de origen meteórico.

4. Región de las mesetas Patagónicas

Abarca la totalidad de la Patagonia, excepto la parte cordillerana, el suroeste de La Pampa y el sureste de Mendoza. Se corresponde en parte con la provincia hidrogeológica de la Patagonia del mapa hidrogeológico de América del Sur, de la que se ha separado la parte cordillerana, la que, en el criterio de los autores del mapa hidrogeológico de Argentina, es considerada dentro de la región de los valles intermontanos. Su morfología, la presencia de los Rodados Patagónicos y otras consideraciones, permiten dividirla en tres subregiones:

4.1. Subregión de las Elevaciones Centrales

Durante el Terciario Inferior y Medio, gran parte de la Patagonia fue transgredida por el mar. Esta transgresión no afectó las zonas elevadas, que se encuentran en el sur de Mendoza, suroeste de La Pampa, Neuquén, la meseta de Somón Curá, el centro de Chubut y el cratón del Deseado en Santa Cruz. Se distinguen del resto de la Patagonia, por carecer de sedimentos marinos de esas edades y no presentar la cubierta de Rodados Patagónicos.

En Neuquén las mesetas corresponden a elevaciones en las que afloran sedimentitas rojas del grupo Neuquén, en el que se forman acuíferos confinados por recarga meteórica, de caudales bajos y tenor salino variable. En el norte de esta provincia, sur de Mendoza y suroeste de La Pampa, las elevaciones comúnmente están coronadas

por basaltos, roca que tiene la propiedad de infiltrar gran parte de las precipitaciones a través de sus fisuras, formando acuíferos pobres pero de bajo tenor salino. Estos acuíferos suelen aflorar como manantiales por debajo de las coladas.

Algo similar ocurre en la meseta de Somon Curá, donde las rocas aflorantes son vulcanitas, pero de otro tipo y edad. La infiltración en ellas se produce a partir de precipitaciones, nieve e incluso condensación de humedad atmosférica. Así se generan manantiales y aún arroyos, como el Valcheta. Los manantiales tienen contenidos salinos determinados por la roca por la que se verifica la circulación. Si esta se mantiene dentro de las rocas volcánicas, son dulces, y salobres a saladas si emergen desde rocas de origen marino.

Las elevaciones en el centro de Chubut están formadas por rocas sedimentarias plegadas. En su parte norte, las mejores posibilidades de encontrar agua subterránea están relacionadas con los cañadones, mientras que en el sur se localizan en los ejes de los sinclinales. También existen en esta zona coladas basálticas, que dan origen a manantiales en su pie, de la misma manera que en Neuquén, Mendoza y La Pampa.

Finalmente, en el cratón del Deseado, las rocas aflorantes son vulcanitas jurásicas y sedimentos continentales cretácicos. Las posibilidades de obtener aguas subterráneas aquí son casi nulas y se restringen al relleno sedimentario moderno de las depresiones de las serranías formadas con anterioridad al Cretácico.

4.2. Subregión de las Terrazas y Mesetas

Esta subregión se caracteriza por poseer una cubierta de grava, los Rodados Patagónicos, de hasta 25 m de espesor. Juegan un rol importante en el ciclo hidrológico, debido a que su alta permeabilidad permite la infiltración de las escasas precipitaciones, a la vez que dado su tamaño minimizan la posibilidad de ascensos capilares, rescatando el agua infiltrada del tramo aéreo del ciclo. En toda la Patagonia, el agua utilizada que no proviene de ríos, casi en su totalidad se extrae del subsuelo de esta subregión.

La calidad del agua subterránea depende en gran medida de la formación en que se almacena. Así, la Formación Patagonia sue-

le contener acuíferos aceptables en su parte superior, aunque por lo general contiene agua salada, al igual que las tobas de la Formación Sarmiento y las areniscas, conglomerados y tufitas de la Formación Río Chico. Las mejores posibilidades en este sentido, se dan en las formaciones Santa cruz y Río Negro. En estas dos últimas, y en los niveles superiores de la Formación Patagonia, se extraen típicamente caudales de entre 1 y 4 m³/h.

En el oeste de Chubut, el río Senguerr corre sobre formaciones sedimentarias inconsolidadas de buena permeabilidad, de manera que este sector tiene posibilidades de contener buenos acuíferos, máxime si se tiene en cuenta que la zona recibe recarga desde la cordillera.

En cuanto a Tierra del Fuego, la mitad sur tiene las características hidrogeológicas de la cordillera austral. En cambio en su parte norte, hay acuíferos contenidos en sedimentos glaciales dentro de la cuenca del río Grande.

4.3. Subregión de las Islas Malvinas

Es poca la información que se tiene sobre el agua subterránea en las islas. Los acuíferos que pueden estar presentes estarían en fisuras de rocas paleozoicas y triásicas, y en depósitos clásticos del Cuaternario.

Bibliografía específica

- BITESNIK, H. O. (coordinador), (1991). *Mapa hidrogeológico de la República Argentina*. Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica – UNESCO. Buenos Aires.
- BURGOS, J.J. y H.L. VIDAL (1951). *Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite*. Meteoros. Año 1, nº 1: 3-32p. Buenos Aires.
- CECI, H.J. y M. D. CRUZ CORONADO (1981). *Recursos Hídricos Subterráneos*, en Geología de la provincia de San Luis, VIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio. Buenos Aires.



Este glosario de términos geológicos tiene la intención de facilitar a los lectores que no tengan formación previa en ciencias geológicas la comprensión del texto.

Arcilla: sedimento cuyos clastos son menores que 1/256 mm.

Apatita: mineral de la clase de los fosfatos, arseniatos y vanadatos, cuya fórmula química es $(\text{PO}_4)_3 \text{FCa}_5$.

Basalto: roca ígnea volcánica.

Buzamiento: inclinación de los estratos de rocas sedimentarias.

Caliza: roca compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio.

Cenozoica: la última de las eras en que se divide la historia de la tierra.

Cratón: zona estable de la corteza terrestre. Sinónimo: escudo.

Cretácico: último período de la era Mesozoica.

Cono Aluvial: sedimentos depositados por un río al perder capacidad de transporte. Adoptan la forma de un abanico, con sedimentos gruesos en su ápice y progresivamente más finos en su parte distal. Sinónimo: abanico aluvial.

Cono de deyección: similar al anterior pero generado por la fuerza de la gravedad. La distribución de la granulometría en su interior, es a la inversa de los conos aluviales: los sedimentos más gruesos se encuentran en la parte distal.

Cuaternario: último de los períodos de la era Cenozoica.

Deflación eólica: erosión producida por el viento.

Depósito piroclástico: acumulación de material eyectado por un

volcán, en forma de partículas sólidas. La roca resultante se denomina toba.

Diaclasa: fractura que separa las rocas, sin desplazamiento a lo largo del plano de la misma. Puede tener desplazamiento perpendicularmente a él.

Diagénesis: conjunto de procesos por los cuales un sedimento inconsolidado, se transforma en una roca sedimentaria consolidada.

Edafogénesis: procesos formadores de suelos.

Encostramiento calcáreo: rocas calcáreas que adoptan la forma de una costra, en, o cerca de la superficie. La forma más común es la conocida como tosca.

Eón: unidad mayor en que se divide la historia de la tierra. Existen dos: Precámbrico y Fanerozoico. Los eones se dividen en eras, éstas en períodos y los períodos en épocas.

Escudo: ver cratón.

Falla, fallamiento: fractura de la corteza terrestre por la cual los bloques a ambos lados de la misma experimentan un desplazamiento.

Feldespato de potasio: mineral de la clase de los silicatos, cuya fórmula química es $\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlK}$. Sinónimos: ortosa, ortoclasa.

Fluorita: mineral de la clase los haluros, cuya fórmula química es F_2Ca .

Formación: unidad litoestratigráfica formada por un conjunto de rocas mapeables a escala 1:25.000. Las formaciones están integradas por miembros, y varias formaciones constituyen un grupo.

Glaciar: río de hielo. Las formas de relieve y sedimentos a que da origen, se adjetivan “glaciales”.

Grabben: valle delimitado por dos fallas aproximadamente paralelas, que provocan el hundimiento del sector comprendido entre ambas. Sinónimo: valle o fosa tectónica.

Isostasia: movimientos de bloques de la corteza terrestre de sentido vertical. Son producidos por fuerzas radiales.

Jurásico: segundo período de la era Mesozoica.

Karst: paisaje derivado de la disolución de rocas solubles tales como las calizas o el yeso. Da origen, entre otras geoformas, a caverñas. Sinónimo: Carst.

Limo: sedimento compuesto por partículas comprendidas entre 1/16 y 1/256 mm.

Loess: tipo de limo caracterizado por no presentar estratificación, mantenerse en paredes verticales y poseer cierto contenido de carbonato de calcio.

Meandro: curva que adoptan algunos ríos en tramos de baja pendiente. En su evolución quedan separados del curso de agua, en cuyo caso se lo denomina meandro abandonado.

Mesozoica: segunda era del eón Fanerozoico.

Micas: grupo de minerales de la clase de los silicatos, caracterizados por separarse en finas láminas.

Mioceno: anteúltima época del período Terciario de la era Cenozoica.

Movimiento tectónico: movimientos de la corteza terrestre. Pueden ser epirogénicos (ascenso y descenso de bloques) u orogénicos (formadores de montañas de plegamiento).

Paleozoica: primera era del eón Fanerozoico.

Plagioclasas: minerales de la clase de los silicatos que resultan de la mezcla en cualquier proporción de la Albita ($\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlNa}$) y Anortita ($\text{Si}_3\text{O}_8\text{Al}_2\text{Ca}$). Sinónimo: feldespatos calco sódicos.

Pleistoceno: primera época del período Cuaternario de la era Cenozoica.

Precámbrico: períodos anteriores al eón Fanerozoico.

Proterozoico: parte del Precámbrico.

Reciente: última época del período Cuaternario de la era Cenozoica.

Región morfoestructural: zona caracterizada por poseer un conjunto de rocas y un estilo tectónico que le es característico. Sinónimo: provincia geológica.

Roca: material que compone la corteza terrestre. Se reconocen tres grandes grupos: ígneas, eruptivas o magmáticas (derivadas de la solidificación de una masa de roca fundida conocida como mag-

ma), sedimentarias (formadas por la destrucción de un roca preexistente) y metamórficas (resultantes de la transformación de una roca preexistente por efecto de la presión y temperatura).

Las ígneas se dividen en plutónicas (cuando el magma solidifica en los niveles inferiores de la corteza terrestre, ejemplo: granito), volcánicas (cuando lo hace en la superficie al erupcionar un volcán, ejemplo: basalto), e hipabíscales cuando lo hacen en un tramo intermedio, ejemplo: pegmatita).

Las sedimentarias se dividen en sedimentos (inconsolidadas, ejemplos: arena, limo, etc.) y sedimentitas (consolidadas, ejemplos: areniscas, limonitas. etc.).

Sedimento clástico: sedimento derivado de la destrucción mecánica de una roca preexistente. El clasto, es la unidad en que se disgrega la misma. Ejemplo: arena, limo, etc.

Silicatos ferromagnésicos: minerales de la clase de los silicatos, en cuya composición intervienen el hierro y el magnesio. Tiene varios grupos (anfíboles, piroxenos y olivinas), cada uno de los cuales con varias especies.

Sinclinal: parte cóncava hacia arriba de un pliegue de un conjunto de estratos de rocas sedimentarias.

Sulfuros metálicos: minerales de la clase de los sulfuros con metales del grupo de transición (plomo, zinc, hierro, etc. Ejemplos: galena, blenda, pirita, etc.

Terciario: período más antiguo de la era Cenozoica.

Tobas: rocas resultantes de la acumulación de material clástico eyectado por un volcán.

Transgresión marina: avance del mar sobre los continentes, por ascenso de su nivel y/o hundimiento del continente, permaneciendo en esa situación por lapsos de tiempo geológico.

Triásico: primer período de la era Mesozoica.

Triza vítreo: clasto que compone una toba y está formado por vidrio volcánico (material amorfo). Una toba inconsolidada compuesta en su mayor parte por trizas vítreas, se conoce como ceniza volcánica.

Tufa, tufita: tobas retransportadas.

Vacuola: poro de roca volcánica, generado por el escape de gases que contiene el magma.

Yeso: mineral de la clase de las sulfosales, cuya fórmula química es $\text{SO}_4\text{Ca.2H}_2\text{O}$.



Bibliografía

Nota: en la lista bibliográfica siguiente, se indican los textos fundamentales que se involucran con la temática hidrológica. A la misma debe agregarse la que se señala al fin de algunos capítulos, en el apartado Bibliografía Específica, en la que se incluyen trabajos complementarios sobre el contenido de los mismos.

- ANGUITA, F., I. APARICIO, L. CANDELA y M. F. ZURBANO (1991). *Hidrogeología. Estado actual y prospectiva.* 453 p. Editorial Centro internacional de métodos numéricos en ingeniería. Barcelona.
- BENITEZ, A. (1972). *Captación de aguas subterráneas.* Editorial Dossat. Madrid.
- BRUNIARD, E. D. (1992). *Hidrografía. Procesos y tipos de escurrimiento fluvial.* 125 p. Editorial Ceyne. Buenos Aires.
- CASTANY, G. (1975). *Tratado práctico de aguas subterráneas.* Editorial Omega. Barcelona.
- (1975). *Prospección y explotación de aguas subterráneas.* 738 p. Editorial Omega. Barcelona.
- CATALÁN LAFUENTE, J. (1969). *Química del agua.* Editorial Blume. Barcelona.
- CODES DE PALOMO, I. (1992). *Ecogeografía. La complejidad del medio ambiente.* 125 p. Editorial Ceyne. Buenos Aires.
- COLAS, R., R. CABAUD y P. VIVIER (1968). *Dictionnaire technique de l'eau.* 264 p. Editorial Guy Le Prat. Paris.
- CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES (1962). *Los recursos naturales de la Argentina.* Tomos IV (843 p) y Tomo V (879 p). Buenos Aires.

- CUSTODIO, E. Y M. LLAMAS (1976). *Hidrologíasubterránea*. 2 tomos. Editorial Omega. Barcelona.
- DAVIS, S. y R. DE WIEST (1971). *Hidrogeología*. Editorial Ariel. Barcelona.
- DE MARTONNE, E. (1964). *Tratado de geografía física*. 2 tomos. Editorial Juventud. Barcelona.
- DILLON, P. y I. SIMMERS (editores), (1998). *Shallow Groundwater Systems*. 232 p. Editorial Balkema. Róterdam.
- FAIR, M. G., J. CH. GEYER y D. A. OKUM (1974). *Abastecimiento de aguas y remoción de aguas residuales*. 547 p. Editorial Limusa, México.
- FUNDACIÓN CHADILEUVÚ (editora), (1991). *Manual del curso sobre problemática hídrica de La Pampa*. 102 p. Santa Rosa.
- FURON, R. (1963). *El agua en el mundo*. Alianza editorial. Madrid.
- GATTI, L. A. (1981). *Los aprovechamientos hidráulicos*. 328 p. Editorial EUDEBA. Buenos Aires.
- GOIN, F. y R. GOÑI (editores), (1993). *Elementos de política ambiental*. Edición de la Cámara de Diputados de la provincia de Buenos Aires. 938 p. La Plata.
- GONZÁLES, N., M.A. HERNÁNDEZ y C.R.VILELA (1986). *Léxico Hidrogeológico*. 249 p. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Publicación especial. La Plata.
- LEANZA, A. F. (editor), (1980). *Geología Regional Argentina*. 2 tomos, 1717 p. Edición de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- LERNER, D. N., A. S. ISSAR y I. SIMMERS (1990). *Groundwater Recharge*. 345 p. Editorial Heise. Hannover.
- LINSLEY, K. HOLER y PAULHUS (1977). *Hidrología para ingenieros*. Editorial Mc Graw Hill. México.
- REMENTIERAS, G. (1974). *Hidrología práctica*. Editores Técnicos Asociados. Madrid.
- RINGUELET, R. (1968). *Ecología acuática continental*. Editorial EUDEBA. Buenos Aires.
- SCHOËLLER, H. (1962). *Les eaux souterraines*. 642 p. Editorial Masson y Cia. París.

- SHARMA, M. L. (editor), (1989). *Groundwater Recharge*. 323 p. Editorial Balkema. Rótterdam.
- SIMMERS, I. (editor), (1997). *Recharge of Phreatics Aquifers in (Semi-) Arids Areas*. 277 p. Editorial Balkema. Rotterdam.
- STRUCKMEIER, W. F. y J. MARGAT, (1995). *Hydrogeological Maps. A Guide and Standard Legend*. 177 p. Editorial Heisse. Hannover.
- UNESCO (1980). *Balance hídrico mundial y recursos hidráulicos de la tierra*. 925 p. Editorial Omega. Barcelona.
- (1982). *Métodos de cálculo del balance hídrico*. 194 p. Editorial Omega. Barcelona.
- VICH, A. I. J. (1996). *Aguas continentales. Formas y procesos*. 140 p. Edición del autor. Mendoza.
- VILELA, C. R. (1970). *Hidrogeología*. 420 p. Edición de la Universidad Nacional de Tucumán, Opera Lilloana XVIII. Tucumán.
- VRBA, J. y ZAPOROZEC, A. (editores), (1994). *Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability*. 132 p. Editorial Heise. Hannover.

Se terminaron de imprimir
300 ejemplares en

Santa Rosa, La Pampa / Noviembre de 2008