

HIDROGEOLOGÍA BÁSICA E HIDRÁULICA SUBTERRÁNEA

J. Javier Cruz San Julián

Departamento de Geodinámica

Instituto del Agua

Universidad de Granada

Cruz San Julián, J. Javier

Hidrogeología básica e hidráulica subterránea / J. Javier Cruz San Julián. – [Granada] : Universidad de Granada ; [Madrid] : Instituto Geológico y Minero de España, 2018

356 p. : il. ; 24 cm

978-84-338-6262-4 (Universidad de Granada). - 978-84-9138-068-9 (IGME)

1.hidrogeología 2. hidráulica 3. aguas subterráneas 4. acuífero 5. ensayo bombeo
6. manual I. Instituto Geológico y Minero de España, ed. II. Universidad de Granada, ed.

556(035)

Fotos de portada, de arriba abajo y de izquierda a derecha:
Miguel Mejías, Carlos Camuñas y Raquel Morales

Ninguna parte de este libro puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico, mecánico, incluido fotografías, grabación o por cualquier otro sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor o editor. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (Art. 270 y siguientes del Código Penal).

© Editorial Universidad de Granada e Instituto Geológico y Minero de España

ISBN (Editorial Universidad de Granada): 978-84-338-6262-4

ISBN (Instituto Geológico y Minero de España): 978-84-9138-068-9

NIPO: 064-18-014-2

Depósito Legal: M-31455-2018

Catálogo y venta de publicaciones de la Administración General del Estado en:

<http://publicacionesoficiales.boe.es/>

Imprime: Lerko Print S.A.
Paseo de la Castellana, 121
28046 Madrid

Impreso en papel ecológico

PRÓLOGO

La experiencia acumulada en 48 años de docencia ininterrumpida en las Universidades de Granada (1969-1977 y 1986-2017) y Bilbao/País Vasco (1978-1986) y la percepción de las necesidades de los actuales alumnos me han sugerido la conveniencia de elaborar este libro de Hidrogeología.

Es imprescindible hacer constar que este volumen no es un tratado clásico de Hidrogeología General, en el que tengan cabida los muy diversos aspectos que constituyen el estudio global de las aguas subterráneas. Más concretamente, no se abordan aquí las cuestiones relativas a Hidroquímica y Contaminación, Evaluación y gestión de recursos, captación, otros aspectos aplicados, etc.

En efecto, los objetivos son más modestos y sólo consisten en presentar, a modo de introducción, una visión simplificada del papel de las aguas subterráneas en el conjunto de la Hidrosfera y de las características de los materiales geológicos que condicionan su comportamiento frente al agua, para analizar a continuación con más detalle las cuestiones básicas de Hidráulica subterránea que debería conocer un hidrogeólogo. Esta peculiar estructura del libro responde al hecho incuestionable de que es precisamente en estos últimos temas en los que se detectan las más notorias dificultades de los estudiantes en la actualidad. Este libro pretende ser útil en este sentido y por eso se presta especial atención al análisis físico de los procesos estudiados, a la deducción razonada de las ecuaciones que rigen dichos procesos y a la realización de ejercicios prácticos que se incorporan al final de la mayor parte de los capítulos. En relación con estos últimos, se incluye en uno de los anexos una síntesis de las normas que es necesario utilizar para el correcto manejo de los datos cuantitativos de las diversas variables implicadas en los problemas descritos.

*A mi familia.
A mis antiguos alumnos,
especialmente a aquellos
que prolongaron su esfuerzo y se
convirtieron en Doctores y amigos,
y muchos de ellos en Profesores, con la
esperanza de que este trabajo les resulte útil.*

*Quiero agradecer a Luis Sánchez Díaz,
colaborador del Instituto del Agua
de la Universidad de Granada,
su inestimable labor en la preparación
de las figuras incluidas en este libro.*

PRIMERA PARTE

INTRODUCCIÓN: LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

1. EL AGUA SUBTERRÁNEA Y SUS RELACIONES CON LAS ROCAS.....	21
1.1. HIDROGEOLOGÍA: EL AGUA EN LA NATURALEZA	21
1.2. EL CICLO HIDROLÓGICO	24
1.3. RELACIONES ENTRE EL AGUA Y LAS ROCAS	27
1.4. COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LAS ROCAS	29
1.4.1. Porosidad.....	29
1.4.1.1. Expresión cuantitativa de la porosidad: porosidad eficaz	30
1.4.1.2. Factores que influyen en el valor de la porosidad	32
1.4.1.3. Determinación de la porosidad.....	35
1.4.2. Permeabilidad	37
1.4.3. Diferentes comportamientos de las rocas atendiendo a Porosidad y Permeabilidad	38
1.5. EJERCICIOS	39
<i>E.1.1. Determinación de la porosidad. Método de saturación</i>	<i>39</i>
2. INFILTRACIÓN. ACUÍFEROS.....	41
2.1. DISTRIBUCIÓN VERTICAL DEL AGUA EN EL SUELO.....	41
2.1.1. Cota piezométrica	43
2.2. ACUÍFEROS	44
2.2.1. Tipos de acuíferos: libres y confinados	44
2.2.2. Funcionamiento de los acuíferos: zonas de recarga y descarga	48
2.3. PIEZOMETRÍA	51
2.3.1. Representación cartográfica de la superficie piezométrica	51

	Pág.
2.3.2. Determinación de la cota piezométrica y trazado de isopiezas	51
2.3.3. Morfología de la superficie piezométrica	54
2.4. RELACIONES ENTRE LOS ACUÍFEROS Y LAS CORRIENTES SUPERFICIALES	55
3. NOCIONES DE HIDROSTÁTICA E HIDRODINÁMICA: EL FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	61
3.1. CONDICIONES HIDROSTÁTICAS	61
3.1.1. Expresión cuantitativa de cota piezométrica (en condiciones hidrostáticas).....	63
3.2. CONDICIONES HIDRODINÁMICAS	65
3.2.1. Flujo permanente, flujo transitorio, flujo uniforme	65
3.2.2. Regímenes de flujo. Velocidad crítica	66
3.2.3. Teorema de Bernouilli: concepto cuantitativo de cota piezométrica y de potencial hidráulico en condiciones hidrodinámicas	68
3.2.4. Consecuencias del teorema de Bernouilli: cota piezométrica (carga hidráulica) y potencial hidráulico.....	71
3.2.4.1. Energía por unidad de volumen: presión	71
3.2.4.2. Energía por unidad de peso: cota piezométrica (carga hidráulica).....	71
3.2.4.3. Energía por unidad de masa: potencial hidráulico.....	72
3.2.5. El flujo en condiciones reales: pérdida de carga y gradiente hidráulico.....	72
3.3. EL FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS: SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES Y LÍNEAS DE FLUJO	74
3.4. EJERCICIOS	76
<i>E.3.1. Cota piezométrica (condiciones hidrostáticas)</i>	<i>76</i>
<i>E.3.2. Cota piezométrica (condiciones hidrodinámicas) y potencial hidráulico (de fuerzas).....</i>	<i>78</i>
4. LA LEY DE DARCY. TRANSMISIVIDAD Y COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO.....	81
4.1. EXPERIMENTO Y LEY DE DARCY	81
4.1.1. Coeficiente de permeabilidad y permeabilidad intrínseca	83
4.1.2. Velocidad de Darcy y velocidad real.....	84
4.1.3. Cuestiones relativas al gradiente hidráulico	85

	Pág.
4.2. VALIDEZ DE LA LEY DE DARCY: RÉGIMEN DE FLUJO.....	86
4.3. VALIDEZ DE LA LEY DE DARCY: CARACTERÍSTICAS DE LOS MATERIALES. TRANSMISIVIDAD	87
4.3.1. Homogeneidad.....	88
4.3.2. Anisotropía	88
4.3.2.1. Coeficiente de permeabilidad para flujo perpendicular a la estratificación.....	88
4.3.2.2. Coeficiente de permeabilidad para flujo paralelo a la estratificación: Transmisividad	91
4.3.2.3. Coeficiente de anisotropía.....	93
4.4. COMPORTAMIENTO DE LOS MATERIALES ANTE LA CESIÓN O ADMISIÓN DE AGUA: COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO	94
4.4.1. Coeficiente de almacenamiento específico (S_s)	94
4.4.2. Coeficiente de almacenamiento (S).....	96
4.4.2.1. Coeficiente de almacenamiento de acuíferos confinados.....	96
4.4.2.2. Coeficiente de almacenamiento de acuíferos libres.....	97
4.5. EJERCICIOS	98
<i>E.4.1. Régimen laminar y régimen turbulento: aplicabilidad de la ecuación de Darcy</i>	<i>98</i>
<i>E.4.2. Flujo horizontal en materiales homogéneos: evaluación del caudal de flujo</i>	<i>99</i>
<i>E.4.3. Flujo vertical en materiales homogéneos: evaluación de la permeabilidad.....</i>	<i>101</i>
<i>E.4.4. Flujo paralelo a la estratificación en materiales anisótropos</i>	<i>104</i>
<i>E.4.5. Flujo perpendicular a la estratificación en materiales anisótropos</i>	<i>106</i>
<i>E.4.6. Coeficiente de almacenamiento específico</i>	<i>110</i>
<i>E.4.7. Coeficiente de almacenamiento en acuíferos libres y confinados.....</i>	<i>110</i>
5. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD: TRAZADORES Y MÉTODOS DE LABORATORIO	113
5.1. TRAZADORES	113
5.1.1. Método de dilución	116
5.2. MÉTODOS DE LABORATORIO	122
5.2.1. Determinación del coeficiente de permeabilidad con ensayos en permeámetros	123

	Pág.
5.2.1.1. Permeametría de carga constante	124
5.2.1.2. Permeametría de carga variable.....	127
5.2.1.3. Permeametría de volumen de agua constante.....	128
5.2.2. Determinación del coeficiente de permeabilidad utilizando fórmulas empíricas	129
5.2.3. Determinación del coeficiente de permeabilidad con el método gráfico de Breddin	130
5.3. EJERCICIOS	131
<i>E.5.1. Trazadores: método de dilución</i>	<i>131</i>
<i>E.5.2. Permeametría de carga constante</i>	<i>133</i>
<i>E.5.3. Permeametría de carga variable</i>	<i>137</i>
<i>E.5.4. Estimación del coeficiente de permeabilidad con el método gráfico de Breddin</i>	<i>138</i>
6. ECUACIÓN DIFERENCIAL DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS. SOLUCIONES: MODELOS, REDES DE FLUJO Y SOLUCIONES ANALÍTICAS.....	141
6.1. SOLUCIONES DE LA ECUACIÓN DIFERENCIAL DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	143
6.1.1. Modelos.....	143
6.1.2. Soluciones gráficas: redes de flujo	145
6.1.2.1. Refracción de las líneas de flujo.....	147
6.1.3. Soluciones analíticas aplicables a casos particulares.....	149
6.2. METODOLOGÍA Y EQUIPAMIENTO DE LOS ENSAYOS DE BOMBEO	151
6.2.1. Medidas en el pozo de bombeo y en piezómetros	152
6.2.2. Medida del caudal.....	153

SEGUNDA PARTE

HIDRÁULICA SUBTERRÁNEA: HIDRÁULICA DE POZOS

7. SOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DIFERENCIAL DE FLUJO EN RÉGIMEN PERMANENTE: FÓRMULAS DE DUPUIT	161
7.1. MORFOLOGÍA CILÍNDRICA: FLUJO EN DOS DIMENSIONES.....	161
7.2. MORFOLOGÍA RADIAL: FLUJO HACIA UN POZO DE BOMBEO	164
7.2.1. Flujo hacia un pozo de bombeo en un acuífero libre.....	164

	Pág.
7.2.2. Flujo hacia un pozo de bombeo en un acuífero confinado	167
7.3. APLICACIÓN DE LAS FÓRMULAS DE DUPUIT: RELACIONES ENTRE EL DESCENSO Y EL CAUDAL	169
7.3.1. Acuífero libre	170
7.3.1.1. Relación entre el descenso y el caudal: curva característica .	170
7.3.1.2. Caudal específico	171
7.3.2. Acuífero confinado	171
7.3.2.1. Relación entre el descenso y el caudal: curva característica .	172
7.3.2.2. Caudal específico	173
7.4. VALIDEZ DE LAS FÓRMULAS DE DUPUIT	173
7.4.1. Pozos incompletos	176
7.5. EJERCICIOS	178
<i>E.7.1. Evaluación del caudal que circula hacia una zanja de drenaje</i>	<i>178</i>
<i>E.7.2. Evaluación del descenso producido a una determinada distancia del pozo de bombeo en un acuífero libre</i>	<i>179</i>
<i>E.7.3. Estimación aproximada de la transmisividad a partir del caudal específico en un acuífero confinado.....</i>	<i>179</i>
<i>E.7.4. Estimación del caudal de un pozo completo a partir de los datos de un bombeo en un pozo de penetración parcial.....</i>	<i>181</i>
8. ENSAYOS DE BOMBEO EN RÉGIMEN PERMANENTE. MÉTODO DE THIEM	183
8.1. ACUÍFERO CONFINADO	183
8.2. ACUÍFERO LIBRE.....	186
8.3. MÉTODO GRÁFICO DE RESOLUCIÓN DE ENSAYOS DE BOMBEO EN RÉGIMEN PERMANENTE.....	190
8.4. EJERCICIOS	191
<i>E.8.1. Ensayos de bombeo en régimen permanente.....</i>	<i>191</i>
9. ENSAYOS DE BOMBEO EN RÉGIMEN TRANSITORIO. (I) MÉTODO DE THEIS	195
9.1. REQUISITOS QUE DEBEN CUMPLIR EL ACUÍFERO Y EL BOMBEO.....	195
9.2. LA ECUACIÓN DE THEIS	198
9.3. ENSAYOS DE BOMBEO EN RÉGIMEN TRANSITORIO: MÉTODO GRÁFICO DE THEIS	201
9.4. EJERCICIOS	203

	Pág.
<i>E.9.1. Ensayos de bombeo en régimen transitorio. Método gráfico de Theis.....</i>	203
<i>E.9.2. Utilización de las ecuaciones de Theis para predecir la respuesta del acuífero a un bombeo (acuífero confinado).....</i>	207
<i>E.9.3. Utilización de las ecuaciones de Theis para predecir la respuesta del acuífero a un bombeo (acuífero libre).....</i>	208
10. ENSAYOS DE BOMBEO EN RÉGIMEN TRANSITORIO. (II) MÉTODO DE JACOB.....	209
10.1. LA ECUACIÓN SIMPLIFICADA DE JACOB	209
10.2. MÉTODOS DE APLICACIÓN DE LA ECUACIÓN SIMPLIFICADA DE JACOB.....	210
10.2.1. Control de descensos en un mismo punto a lo largo del tiempo	211
10.2.2. Control de descensos en distintos puntos en el mismo instante	214
10.2.3. Control de descensos en distintos puntos en diferentes tiempos	217
10.3. POSIBILIDADES DE ESTIMACIÓN DEL RADIO DE INFLUENCIA DEL BOMBEO	219
10.4. EJERCICIOS	220
<i>E.10.1. Ensayos de bombeo en régimen transitorio. Método gráfico de Jacob (I): control de descensos en un mismo punto a lo largo del tiempo.....</i>	220
<i>E.10.2. Ensayos de bombeo en régimen transitorio. Método gráfico de Jacob (II): control de descensos en distintos puntos en diferentes tiempos</i>	223
<i>E.10.3. Aplicación de la ecuación de Jacob a la evaluación de descensos producida por el bombeo (ejemplo nº 1).....</i>	226
<i>E.10.4. Aplicación de la ecuación de Jacob a la evaluación de descensos producida por el bombeo (ejemplo nº 2).....</i>	226
11. ACUÍFEROS SEMICONFINADOS.....	229
11.1. FLUJO HACIA UN ACUÍFERO SEMICONFINADO PROCEDENTE DE UN ACUÍFERO LIBRE.....	229
11.2. LA FÓRMULA DE HANTUSH.....	231
11.2.1. Ensayos de bombeo en régimen transitorio en un acuífero semiconfinado. Método de Hantush y Jacob	233
11.3. EJERCICIOS.....	235
<i>E.11.1. Ensayo de bombeo en régimen transitorio en acuífero semiconfinado. Método gráfico de Hantush (o de Walton-Hantush)</i>	235

12. INTERFERENCIA DE EFECTOS DE BOMBEO. MÉTODO DE LAS IMÁGENES	239
12.1. FLUJO EN UN CAMPO DE POZOS EN RÉGIMEN PERMANENTE	239
12.1.1. Acuífero confinado.....	239
12.1.2. Acuífero libre.....	243
12.2. FLUJO EN UN CAMPO DE POZOS EN RÉGIMEN TRANSITORIO	244
12.3. MÉTODO DE LAS IMÁGENES.....	245
12.4. EJERCICIOS	252
<i>E.12.1. Cálculo del descenso producido por la interferencia del bombeo en dos pozos.....</i>	<i>252</i>
<i>E.12.2. Descenso producido por el bombeo en un pozo cercano a dos bordes del acuífero, rectilíneos y perpendiculares: un borde impermeable y un borde de recarga</i>	<i>252</i>
13. ENSAYOS DE RECUPERACIÓN.....	257
13.1. METODOLOGÍA DEL ENSAYO.....	257
13.2. ENSAYOS DE RECUPERACIÓN QUE NO SE AJUSTAN AL MODELO TEÓRICO	261
13.2.1. Ensayos en los que la recta de recuperación corta al eje de abscisas en un valor de $(t/t') > 1$	262
13.2.2. Ensayos en los que la recta de recuperación corta al eje de ordenadas en un valor de descenso residual no nulo	265
13.3. EJERCICIOS	266
<i>E.13.1. Cálculo de la transmisividad y del coeficiente de almacenamiento a partir de los datos de un ensayo de recuperación</i>	<i>266</i>
14. EFICIENCIA DE POZOS	271
14.1. COMPONENTES DEL DESCENSO EN EL POZO DE BOMBEO: EFICIENCIA.....	271
14.2. ENSAYOS PARA DETERMINAR LA EFICIENCIA SIN CONOCER T y S	273
14.2.1. Ensayos de bombeo con caudales crecientes	274
14.2.2. Método de escalones independientes.....	276
14.3. BREVE REFERENCIA A LOS MÉTODOS DE DESARROLLO DE POZOS.....	277
14.4. EJERCICIOS	279

<i>E.14.1. Estimación de la eficiencia de un pozo en un ensayo de bombeo con caudales crecientes.....</i>	279
<i>E.14.2. Estimación de la eficiencia de un pozo mediante el método de escalones independientes</i>	282

TERCERA PARTE

OTRAS CUESTIONES DE HIDRÁULICA SUBTERRÁNEA: CONTROL FORONÓMICO DE MANANTIALES Y MODELOS MATEMÁTICOS

15. MANANTIALES: DATOS FORONÓMICOS	285
15.1. HIDROGRAMA DE UN MANANTIAL.....	287
15.2. EL AGOTAMIENTO: MODELO DE MAILLET	288
15.2.1. Caracterización del agotamiento.....	291
15.2.1.1. Influencia de las características del acuífero en el coeficiente de agotamiento.....	294
15.2.1.2. Volumen de agua almacenada susceptible de ser drenada y porosidad	294
15.3. OTROS MODELOS DE AGOTAMIENTO: EL MODELO DE TISON	297
15.4. LA CURVA DE DESCENSO	299
15.5. ANÁLISIS GLOBAL DE LOS DATOS FORONÓMICOS DE UN MANANTIAL: ANÁLISIS CORRELATORIO Y ESPECTRAL.....	303
15.5.1. Análisis en el dominio temporal: análisis correlatorio.....	304
15.5.1.1. Correlograma simple	304
15.5.1.2. Correlograma cruzado	306
15.5.1.3. Clasificación de sistemas kársticos.....	308
15.6. EJERCICIOS	310
<i>E.15.1. Estudio del agotamiento.....</i>	310
<i>E.15.2. Estudio de la curva de descenso.....</i>	312
16. ELEMENTOS BÁSICOS DE MODELOS MATEMÁTICOS DIGITALES.....	317
16.1. MODELO DE DISCRETIZACIÓN (DIFERENCIAS FINITAS).....	318
16.1.1. Régimen permanente.....	319
16.1.2. Régimen transitorio.....	323
16.1.2.1. Método explícito	323

	Pág.
16.1.2.2. Método implícito.....	325
16.1.2.3. Método de Crank-Nicholson.....	326
16.2. CONSTRUCCIÓN Y UTILIZACIÓN DEL MODELO	327
16.3. EJERCICIOS	329
<i>E.16.1. Resolución de un modelo en diferencias finitas utilizando el método de triangularización de Gauss.....</i>	329
<i>E.16.2. Resolución de un modelo en diferencias finitas utilizando el método de diagonalización de Gauss-Jordan.....</i>	332
<i>E.16.3. Resolución de un modelo en diferencias finitas utilizando el método iterativo de Gauss-Seidel.....</i>	334
BIBLIOGRAFÍA.....	337
ANEXOS.....	341
Anexo A1. TRATAMIENTO DE DATOS.....	343
Anexo A2. MEDIDA DE CAUDAL EN ENSAYOS DE BOMBEO.....	351
Anexo A3. TABLAS DE LA FUNCIÓN DE POZO.....	352
Anexo A.4. TABLAS DE VALORES DE $W(u, r/B)$ (FUNCIÓN DE POZO PARA ACUÍFEROS SEMICONFINADOS).....	354

PRIMERA PARTE
INTRODUCCIÓN: LAS AGUAS
SUBTERRÁNEAS

1. INTRODUCCIÓN: EL AGUA Y LAS ROCAS

1.1. HIDROGEOLOGÍA: EL AGUA EN LA NATURALEZA

El agua se encuentra en nuestro planeta en situaciones muy diversas: vapor de agua atmosférico, aguas oceánicas, hielos continentales, aguas superficiales (ríos y lagos), aguas subterráneas, humedad del suelo y otras, entre las que cabe mencionar su presencia en los organismos de los seres vivos. El estudio de todas estas fracciones es abordado por un conjunto de Ciencias que podrían agruparse bajo la denominación de “Ciencias del agua”: Meteorología, Oceanografía, Glaciología, Hidrología de superficie, Limnología, etc., entre las que existen evidentes interrelaciones. La Hidrogeología se ocupa del estudio de las aguas subterráneas y no del conjunto del agua en la Tierra, como podría sugerir el análisis etimológico del término.

Son muy diferentes los volúmenes de agua contenidos en cada uno de esos ámbitos y también lo son los tiempos de residencia del agua en cada uno de ellos, como se refleja en la tabla 1.1., de cuya observación se obtienen varias conclusiones importantes, que se sintetizan a continuación.

En primer lugar, las cifras ponen de manifiesto que la mayor parte del agua del planeta se encuentra en el mar (97,3 %) y que el volumen de agua dulce, es decir, el que constituye los recursos hídricos utilizables con métodos convencionales, es comparativamente muy pequeño (menor del 1 %) y corresponde de forma muy mayoritaria a las aguas subterráneas (aproximadamente el 0,6 %).

Es obligado advertir, en segundo lugar, que esa distribución no es estática. En efecto, la precipitación, la evaporación, la transpiración de los vegetales, la infiltración, la descarga al mar de aguas superficiales y subterráneas, etc. representan otras tantas transferencias entre esos diferentes ámbitos, que constituyen en su conjunto un sistema circulatorio que se denomina ciclo hidrológico o ciclo del agua.

	Volumen (10³ km³)	% del total	Tiempo de residencia
OCÉANOS	1350000 (1338000)	97,345 (96,5)	3000 años
HIELOS CONTINENTALES	28500 (24064)	2,055 (1,74)	Miles de años
VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO	13	0,001	8-10 días
AGUAS CONTINENTALES	8297	0,598	
Ríos	2		15-20 días
Lagos de agua dulce	125 (91)		10 años
Lagos de agua salada	105 (85)		150 años
AGUAS SUBTERRÁNEAS	8065 (23400)	0,582 (1,69)	Decenas a miles de años
Humedad del suelo	65		
Hasta 800 m de profundidad	4000		
Profundidad mayor de 800 m	4000		
VOLUMEN TOTAL EN LA HIDROSFERA	1386810		

Tabla 1.1. Distribución del agua en la Hidrosfera y tiempos de residencia (cifras aproximadas). Los datos proceden de Nace (1969) y Lvovitch (1970). Se indican entre paréntesis algunas modificaciones propuestas posteriormente por Shiklomanov (1993).

La existencia de ese sistema circulatorio justifica que pueda asociarse a cada uno de esos dominios un “tiempo de residencia” medio del agua en él. El tiempo de residencia resulta de dividir el volumen almacenado en el dominio considerado (V) por el caudal intercambiado, es decir, el volumen intercambiado por unidad de tiempo (V/T). Se obtienen así tiempos de residencia muy altos para el agua marina (3000 años), dada la cuantía del volumen almacenado, y para los hielos continentales (miles de años), como consecuencia en este último caso de la muy baja tasa de renovación. Los menores tiempos de residencia corresponden al vapor de agua atmosférico (8-10 días) y a los ríos (15-20 días), habida cuenta de los pequeños volúmenes almacenados en esos ámbitos y las altas tasas de renovación, como es fácil comprobar en el caso de las aguas superficiales, simplemente considerando la longitud de un cauce desde su cabecera hasta el mar (por ejemplo, algunos cientos de kilómetros) y la velocidad media del agua en esa circulación superficial (por ejemplo, del orden de un metro o algunos decímetros por segundo).

Las aguas subterráneas muestran, en este sentido, un comportamiento muy diferente al de las aguas superficiales: los tiempos de residencia son prolongados, pero con contrastes relativamente fuertes (decenas a miles de años). Estos valores responden, en

primer lugar, a un volumen almacenado mucho mayor, pero también a la notable lentitud de la circulación del agua en el seno de las rocas, como se comentará en el capítulo correspondiente. Y en ello radica un rasgo esencial de los recursos hídricos subterráneos, el de su regularidad, frente a los recursos hídricos superficiales, más irregulares, en la medida de que el funcionamiento de estos últimos depende mucho más estrechamente de la distribución temporal de las aportaciones pluviométricas que los alimentan, que es, sobre todo en determinados regímenes climáticos, muy aleatoria. El amplio rango de variación del tiempo de residencia de las aguas subterráneas (decenas a miles de años) se debe a las considerables diferencias entre distintos acuíferos en lo que se refiere a sus dimensiones y al comportamiento hidráulico de las rocas correspondientes, que condiciona, entre otros aspectos, la velocidad de flujo del agua; de hecho, es obligado hacer constar que, debido a las peculiares características de cierto tipo de acuíferos, en particular de los acuíferos kársticos, ligados a rocas carbonáticas, el tiempo de residencia puede ser mucho más corto (días/semanas), hasta el extremo de presentar un funcionamiento sensiblemente irregular, constituyendo así una notable excepción, debido a la velocidad de circulación inusualmente alta que puede encontrarse en los amplios conductos que caracterizan tales sistemas.

Una última consideración interesante es la que se refiere a la distribución vertical de las aguas subterráneas. De acuerdo con los datos de NACE (1969), también recogidos en la tabla 1.1., cabe distinguir tres fracciones: aguas próximas a la superficie, aguas subterráneas que se encuentran hasta una profundidad de 800 metros y aguas subterráneas almacenadas a profundidades mayores de 800 metros, a las que NACE (1969) denomina “aguas profundas”. La primera fracción, que constituye la humedad del suelo, representa un volumen irrelevante frente a las otros dos, a las que asigna una cifra idéntica de volumen de agua almacenado (cuatro millones de kilómetros cúbicos), lo que a primera vista podría resultar sorprendente, si se tiene en cuenta la considerable diferencia de espesor de ambas capas: sólo 800 metros en la primera, frente a los varios kilómetros de espesor del resto de la corteza terrestre, en la segunda. La explicación de esta aparente contradicción estriba en que la capacidad de almacenamiento de las rocas es mucho mayor en las capas más superficiales, porque es ahí donde están mejor representadas las rocas sedimentarias, y entre ellas las rocas detríticas, que son, con mucha diferencia, las más porosas. A profundidades mayores de ese límite, en todo caso sólo orientativo, la porosidad de las rocas disminuye radicalmente, porque predominan allí las rocas metamórficas y, sobre todo, las rocas ígneas, con una porosidad mucho menor en ambos casos. De este modo, la corteza terrestre podría ser considerada de forma muy sintética como una masa de rocas ígneas (y metamórficas) recubierta por una delgada lámina de rocas sedimentarias. Es en esta delgada lámina superficial donde se encuentran preferentemente las aguas subterráneas y, en consecuencia, éste es el ámbito habitual de acción de la Hidrogeología, del que sólo habría que excluir actuaciones muy específicas, como, entre otras, las relativas a la energía hidrogeotérmica, a la inyección de residuos o, más modernamente, a las técnicas de “fracking”.

1.2. EL CICLO HIDROLÓGICO

En el epígrafe anterior se aludió al hecho de que existen continuas transferencias entre los diferentes ámbitos en los que se encuentra el agua en la Hidrosfera terrestre, como lo prueba la simple consideración de algunas cifras. Por ejemplo, la atmósfera contiene aproximadamente 13000 km^3 de agua en forma de vapor, mientras que la precipitación anual sobre los continentes representa del orden de 100000 km^3 , lo que implica una continuada renovación del vapor de agua atmosférico. Esta renovación se nutre esencialmente de la evaporación en los océanos y, en menor medida, de la evaporación a partir de las aguas superficiales y del suelo y de la transpiración vegetal (los aportes de la respiración animal o de otros procesos, como el vulcanismo, son comparativamente muy minoritarios). La circulación superficial y subterránea, alimentadas por la precipitación, devuelven al mar el agua sustraída a éste por la evaporación y cierran así el vasto sistema circulatorio del agua en la superficie terrestre, cuyo carácter cíclico justifica que se denomine “ciclo hidrológico” o “ciclo del agua” (figura 1.1.).

A primera vista resulta extraño que estas nociones, en apariencia tan simples, no hayan sido definitivamente establecidas e incorporadas al acervo científico hasta tiempos que pueden considerarse recientes (finales del siglo XVII). Y la extrañeza es mayor si se tiene en cuenta que ya en la Biblia, que en numerosos pasajes refleja las preocupaciones del pueblo judío, y por extensión de las poblaciones del Mediterráneo, acerca de temas diversos y, entre ellos, de forma especial los relativos al agua, se encuentra una original descripción del ciclo hidrológico: “*Todos los ríos van al mar y el mar no se llena; los ríos vuelven al lugar del que vinieron para correr de nuevo*” (Eclesiastés, 1:7). Para que esta descripción del ciclo hidrológico fuera completa, sólo faltaría precisar la forma en la que se produce ese retorno “al lugar del que vinieron”.

La respuesta debidamente documentada a ese interrogante se hizo esperar, en buena medida debido a dos causas principales, arrastradas a lo largo del tiempo: en primer lugar, la carencia de suficientes datos cuantitativos de las variables implicadas (precipitación, evaporación, transpiración, caudales de ríos y manantiales, etc.) y, por otra parte, la idea muy generalizada de que la superficie continental era poco permeable. En consecuencia, fue muy común la creencia de que la lluvia era insuficiente para generar los caudales de los manantiales (y, por extensión, de los ríos), de modo que, para explicarlos, numerosos autores invocaron una procedencia marina, en la que el agua del mar, por mecanismos complejos, perdía la salinidad al tiempo que circulaba subterráneamente hasta los manantiales.

En contra de este “retorno” subterráneo, hubo algunas aportaciones puntuales en el mundo griego, entre otras, que planteaban un “retorno” atmosférico, por lo menos parcial. No obstante, las primeras explicaciones correctamente argumentadas se atribuyen, en el siglo XVI, a Leonardo da Vinci (al explicar un yacimiento de sal) y al alfarero francés Bernard de Palissy, que atribuyó a la lluvia el origen de los manantiales.

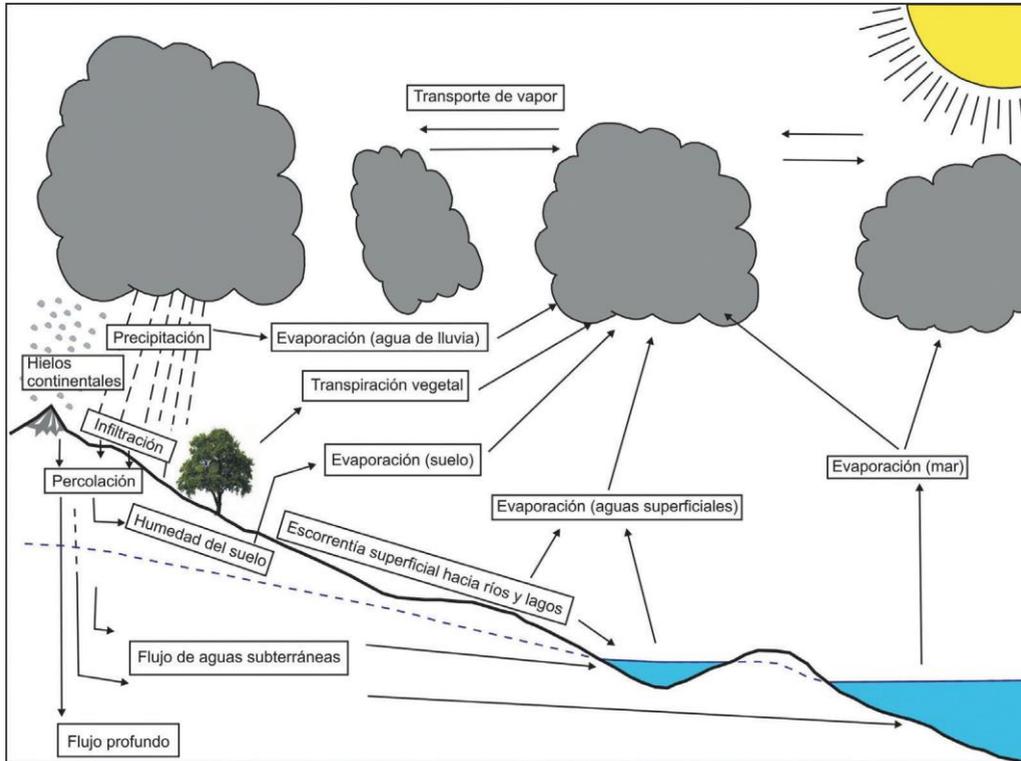


Figura 1.1. El ciclo hidrológico.

La confirmación de estas acertadas hipótesis se produjo en los últimos años del siglo XVII, cuando la aplicación de las ideas del “Discurso del método” de Descartes (aunque cometió errores en la interpretación de los manantiales) permitió la progresiva implantación de un verdadero método científico, lo que incluía la puesta en práctica de medidas experimentales y la utilización del cálculo matemático. En lo que se refiere a los datos hidrológicos, son tres los nombres que es necesario destacar: Pierre Perrault, Edme Mariotte y Edmund Halley.

En su obra *“De l’origine des fontaines”*, publicada en 1674, Pierre Perrault, además de realizar observaciones acerca de la capilaridad, midió la precipitación en la cabecera del río Sena y el caudal del río. Según esos datos cuantitativos, el caudal del río sólo representaba la sexta parte de la lluvia caída, lo que evidenciaba que esta última bastaba para justificar la circulación superficial.

Unos años más tarde, el abate Edme Mariotte, en su obra *“Traité du mouvement des eaux et des autres corps fluides”*, publicada en 1686, presentó datos más precisos

de las medidas que había realizado en una cuenca más amplia (la cuenca del Sena hasta París), que demostraban, de acuerdo con las conclusiones de Perrault, que la aportación de la precipitación era ocho veces mayor que el caudal del río. Además, Mariotte controló el manantial de Montmartre, cuyas aportaciones resultaron ser cuatro veces menores que las de la precipitación en el área de recarga correspondiente, de lo que dedujo que los caudales de los manantiales también podían ser atribuidos a una alimentación pluviométrica. En esta misma línea, Mariotte hizo observaciones sobre la infiltración y su variación con la precipitación, lo que le permitió conocer el concepto de permeabilidad.

La noción de ciclo se completa con el trabajo de Edmund Halley “*An estimate of the quantity of vapours raised out the sea by the warmth of the sun*”, publicado en la revista *Philosophical Transactions* en el año 1687. En ese trabajo, Halley determinó experimentalmente la evaporación y evaluó las pérdidas totales en el mar Mediterráneo para compararlas con los aportes fluviales, de lo que concluyó que la cuantía de la evaporación era tres veces mayor que la de los caudales aportados por los ríos (en realidad es ocho veces mayor).

En resumen, estos trabajos demostraron definitivamente, por una parte, el carácter cíclico de la circulación del agua en la Hidrosfera y, por otra parte, que el retorno al continente del agua aportada al mar por los ríos (y manantiales), invocado por la Biblia, es atribuible a la condensación y precipitación del vapor de agua atmosférico, generado en buena medida en el mar.

En las cifras obtenidas subyace además la noción de balance hídrico, de modo que las entradas en un sistema deben ser iguales a la suma de las salidas más la variación en el volumen de agua almacenada en el periodo considerado. Es decir, que en una cuenca concreta, la noción de balance significa que las aportaciones pluviométricas (en el caso de que éstas constituyan la única entrada, en ausencia de trasvases, etc.) deben equivaler a la suma de (1) el agua devuelta a la atmósfera por la evaporación y la transpiración vegetal (magnitudes que, dada la dificultad de separarlas cuantitativamente, suelen considerarse de forma conjunta bajo el apelativo de evapotranspiración), (2) el agua infiltrada hacia el suelo y las rocas del subsuelo, (3) la escorrentía superficial y (4) la variación en el volumen de agua almacenada en el periodo de tiempo considerado, sin que se pueda ignorar que existen transferencias entre estas fracciones.

La evaluación de recursos hídricos a partir del balance en un caso real implica considerar pormenorizadamente todas las numerosas variables que representan las distintas entradas y salidas del sistema considerado y valorar cuantitativamente cada una de ellas. La descripción de los métodos de trabajo requeridos en esa ingente labor sobrepasa ampliamente los objetivos de esta obra. En todo caso, es necesario puntualizar que la importancia relativa de estas magnitudes puede ser muy diferente según cuáles sean los factores climáticos, topográficos, geológicos, de vegetación y otros, entre los que cabe

citar, evidentemente, la acción antrópica (regulación artificial, explotación de recursos hídricos superficiales y subterráneos, etc.).

De forma muy sintética cabe resumir que los procesos que tienen lugar en la atmósfera son fundamentalmente controlados por la energía solar (evaporación, desplazamiento de masas de aire en función de la distribución de la presión atmosférica, condensación y consiguiente precipitación, etc.), matizados por otra serie de factores (tipo y densidad de vegetación, en el caso de la transpiración vegetal, etc.). Por su parte, el desplazamiento del agua de precipitación una vez que alcanza la superficie continental resulta de la atracción gravitatoria, con la influencia en este caso de factores topográficos y geológicos. Entre estos últimos, merece una atención especial el diferente comportamiento de los distintos materiales geológicos (suelo, rocas) frente a la presencia y circulación del agua, cuestión a la que se dedican los siguientes epígrafes.

1.3. RELACIONES ENTRE EL AGUA Y LAS ROCAS

Cuando el agua de precipitación alcanza la superficie continental y entra en contacto con los materiales (rocas, suelo) que la constituyen, una fracción mayor o menor atravesará la superficie por efecto de la gravedad y se incorporará a los espacios disponibles en esas rocas (poros).

Las relaciones que se establecen entre el agua y la superficie mineral que delimita esos poros permiten distinguir entre agua de retención, agua capilar y agua gravífica (figura 1.2.).

El agua de retención es la retenida en el seno de la roca contra la fuerza de la gravedad. En esta fracción se incluye el agua higroscópica y el agua pelicular. La primera es fijada por adsorción a las partículas del suelo; puede alcanzar espesores desde algunas decenas a más de mil moléculas de agua; la estabilidad de esta agua higroscópica se debe a las atracciones entre las moléculas dipolares del agua y las valencias libres existentes en la superficie de los minerales; para liberarla es necesario un aporte energético (calorífico, por ejemplo) que supere esa atracción molecular, que representa varios miles de atmósferas. El agua pelicular, por su parte, engloba el agua adherida a las partículas minerales, en forma de una delgada película, en virtud de la tensión superficial; su liberación requiere poner en juego fuerzas que superen la atracción gravitatoria, como la que proporcionaría una centrifugación.

El agua capilar incluye la que asciende por encima de una superficie de agua libre (como la que representa el nivel de llenado de un recipiente o el límite superior de un volumen de roca saturado) y también la “suspendida” o “aislada” en conductos de tamaño capilar, sin conexión con tal superficie. Esta última no se desplaza debido a la fuerza de la gravedad y puede ser considerada de hecho agua de retención. Por el contrario, el agua capilar ligada a una superficie de agua libre, que se denomina agua capilar “continua”,

está sometida a la acción gravitatoria y se mantiene suspendida sobre ella por fenómenos de tensión superficial.

El agua gravífica es la que circula libremente en la red de poros, por efecto de la gravedad. Algunos autores, para aludir a este tipo de circulación han utilizado el término de percolación; puede incluso distinguirse entre agua de manto y agua de infiltración, según que el flujo tenga lugar o no, respectivamente, en un medio saturado (todos los poros ocupados por agua).

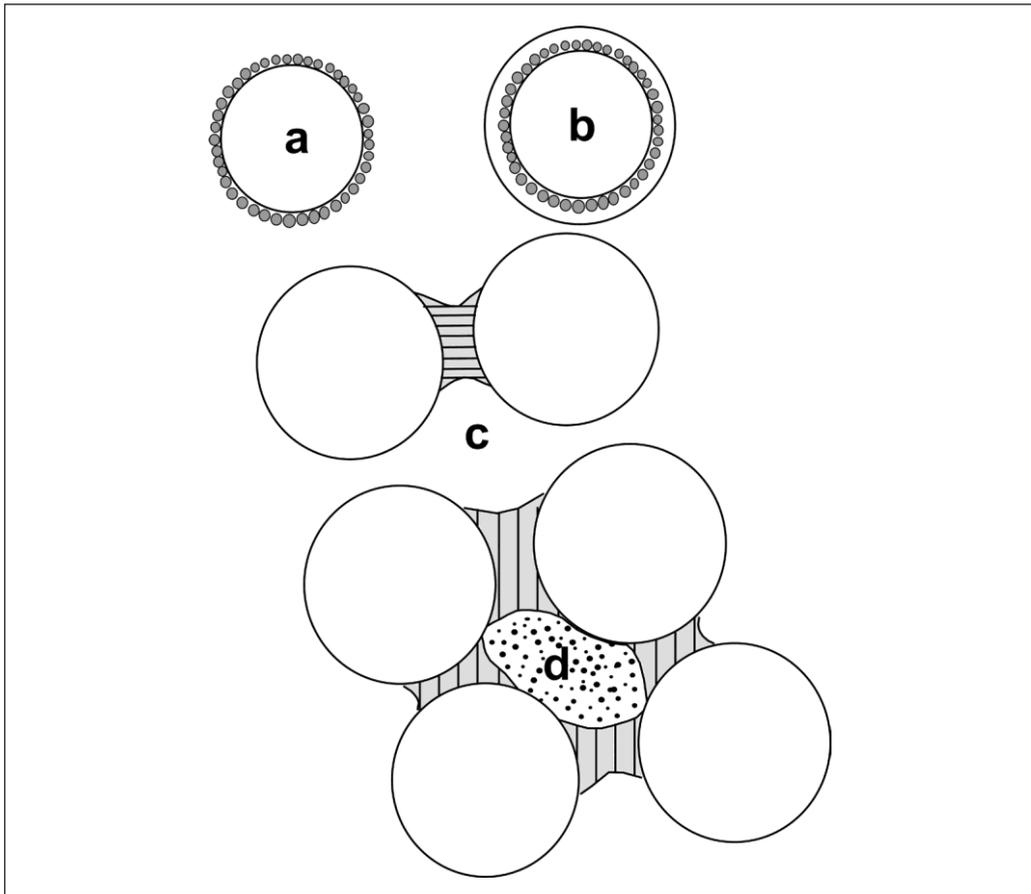


Figura 1.2. Tipos de agua en los poros de las rocas: (a) higroscópica; (b) pelicular; (c) capilar aislada; (d) gravífica. (Castany, 1966).