Guía metodología para la determinación de los caudales ambientales. Capítulo de aguas subterráneas.

TOMO I: Métodos de estimación de las aportaciones subterráneas a los caudales ambientales.

1 de septiembre de 2008

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN

Instituto Geológico y Minero de España

El presente informe ha sido realizado por el Instituto Geológico y Minero de España actuando como empresa consultora AMPHOS. El equipo técnico de realización ha estado constituido por el siguiente personal:

DIRECCIÓN DEL PROYECTO:

José Manuel Murillo Díaz (Instituto Geológico y Minero de España)

AUTORES DEL INFORME:

Ester Vilanova (AMPHOS)
Catherine Swartenbroekx (AMPHOS)
Salvador Jordana (AMPHOS)

TOMA DE DATOS EN CAMPO

-

TRATAMIENTO INFORMÁTICO DE DATOS

Catherine Swartenbroekx (AMPHOS)

CONTROL Y SUPERVISIÓN POR PARTE DE AMPHOS:

Jordi Guimerà (Director del Área de Aguas Subterráneas y Suelos de AMPHOS)
Jordi Bruno (Consejero Delegado de AMPHOS)

Índice

1. INTRODUCCIÓN 1

1.1 ANTECEDENTES 1

1.2 OBJETIVOS 1

1.3 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO 2

1.4 MARCO CONCEPTUAL 3

2. INSTRUCCIÓN DE PLANIFICACIÓN 6

3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO 8

3.1 REQUERIMIENTOS DE ESTUDIO 10

3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO (TRAMO) 10

3.2.1 Estado natural 10

3.2.2 Balance hídrico 12

3.2.3 Balance aguas arriba 12

3.2.4 Balance aguas abajo 13

3.3 SERIES DE RELACIÓN RÍO/ACUÍFERO 14

3.3.1 Aguas arriba de un embalse en un río ganador 15

3.3.2 Aguas arriba de un embalse en un río perdedor 17

3.3.3 Aguas arriba de un embalse en un río variable entre perdedor y ganador 18

3.3.4 Aguas abajo de un embalse en un río ganador 19

3.3.5 Aguas abajo de un embalse en un río perdedor 20

3.3.6 Aguas abajo de un embalse en un río de régimen variable perdedor/ganador 21

3.4 MODELIZACIÓN DE LOS PARÁMETROS 22

4. OBTENCIÓN DE RESULTADOS 24

5. BIBLIOGRAFÍA 27

APÉNDICE A: MÉTODOS DE CUANTIFICACIÓN DE LAS RELACIONES AGUA SUPERFICIAL – AGUA SUBTERRÁNEA 36

1. ESTIMACIÓN CUANTITATIVA DEL FLUJO A PARTIR DEL AGUA SUBTERRÁNEA 37

1.1. LEY DE DARCY 37

1.2. ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL: RELACIÓN EXPONENCIAL. 37

1.3. ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL. BALANCES DE AGUA 38

2. ANÁLISIS DEL CAUDAL DE BASE (HIDROGRAMA). 39

2.1. SEPARACIÓN DEL HIDROGRAMA 40
2.1.1. Método gráfico 40
2.1.2. Método con filtros digitales (algoritmos). 41
2.1.3. Estudio con trazadores ambientales. 46
2.1.4. Estudio con trazadores de temperatura. 46
2.2. INCREMENTO DEL FLUJO ENTRE DOS PUNTOS. 47

3. ANÁLISIS DE RECESIÓN 48

3.1. RECESIÓN DE LA CURVA DEL HIDROGRAMA 48
3.1.1. Método de cálculo de la constante de recesión. 48
3.1.2. Aproximación estadística basada en un análisis de covarianza 50
3.2. ANÁLISIS DE RECESIÓN A PARTIR DE LA RELACIÓN ALMACENAJE-SALIDA (HIDROGRAMA) 50
3.2.1. Modelo lineal de almacenaje-salida. Método gráfico. 51
3.2.2. Métodos de aproximación de la no linealidad y variabilidad en la recesión. 51
3.2.3. Índice de recesión. 55

4. ANÁLISIS DE FRECUENCIA. 56

5. MÉTODO CON TRAZADORES 58

5.1. HIDROQUÍMICA. 58
5.2. ISÓTOPOS. 58
5.3. VARIACIONES DE TEMPERATURA. 59
5.4. MODELOS DE MEZCLA 59

6. MÉTODO DE ESTUDIO DE LAS TEMPERATURAS DEL LECHO DEL RÍO .. 60

7. MÉTODOS PRECIPITACIÓN-ESCORRENTÍA 61

7.1. MÉTODO RACIONAL 63
7.2. MÉTODO GREEN Y AMPT 64
7.3. STORMWATER MANAGEMENT MODEL (SWMM) 64
7.4. STORMWATER MANAGEMENT MODEL 5 (SWMM5) 64
7.5. HEC (O HEC-1, HEC-HMS) 64
7.6. MODELO TÉMEZ (SIMPA) 66
7.7. STREAMFLOW SIMULATION AND RESERVOIR REGULATION (SSARR) MODEL (USACE, 1987) 67
7.8. HSPF HYDROLOGIC SIMULATION PROGRAM FORTRAN 67
7.9. NASIM (NIEDERSCHLAG-ABFLUSS SIMULATION MODEL) 67

7.10. MODELO SACRAMENTO (SACRAMENTO SOIL MOISTURE ACCOUNTING MODEL (SAC-SMA) 68
7.11. STANFORD WATERSHED MODEL. 68
7.12. TANK MODEL 69
7.13. MODELO HBV 69
7.14. MODELO SWB (SIMPLE WATER BALANCE MODEL). 70
7.15. MODELO PRMS (PRECIPITATION-RUNOFF MODELING SYSTEM) 70
7.16. MODELO MIKE11/NAM 71
7.17. MODELO MIKE-SHE. 71

8. MÉTODOS DE PREDICCIÓN PARA CUANDO NO HAY DATOS DE AFORO 73

8.1. MÉTODO DE ESTIMACIÓN LA REGRESIÓN REGIONAL DE LOS FLUJOS MÍNIMOS 73
8.2. MÉTODOS DE PREDICCIÓN REGIONAL 73
8.3. MÉTODO DE CORRELACIÓN DEL CAUDAL DE BASE 73
8.4. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN A PARTIR DE SERIES DE TIEMPO DE CAUDAL SINTÉTICAS. 74
8.4.1. Estimaciones estocásticas 74
8.4.2. Estimaciones determinísticas 74
8.5. MÉTODOS MATEMÁTICOS DE REGRESIÓN 75
8.6. MÉTODOS GRÁFICOS 75
8.7. TÉCNICAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL Y MAPEO REGIONAL 75

9. MODELOS 76

9.1. MODELOS DE MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA Y FLUJOS SUBTERRÁNEOS 76
9.1.1. Modelos MIKE SHE- MIKE 11 acoplados 76
9.1.2. Modelo MODFLOW 77
9.1.3. Modelo MODBRNCH 79
9.1.4. Modelo BESTSM-MODFLOW 79
9.1.5. Modelo SIMGRO 80
9.1.6. Modelo Aquatool 81
9.1.7. Modelo IWAN 83
9.1.8. HSPF 84
9.1.9. Modelo WMS8 84
9.1.10. Modelo GMS 85
9.1.11. Modelo CASC2D 86
9.2. MODELOS DE SEPARACIÓN DEL CAUDAL DE BASE Y ANÁLISIS DEL HIDROGRAMA 87
9.2.1. Modelo WHAT 87
9.2.2. Modelo Hysep 88
9.2.3. Modelo Isep 88

9.2.4. Modelo RECESS *89*
9.2.5. Modelo RORA *89*
9.2.6. Modelo PART *90*
9.2.7. Modelo PULSE *91*
9.2.8. Modelo BRANCH *91*
9.2.9. Modelo SWAT *91*
9.3. MODELOS DE PRECIPITACIÓN ESCORRENTÍA 92
9.3.1. Herramientas de modelización de Catchment Modelling Toolkit *93*

1. Introducción

1.1 Antecedentes

El artículo 59.7 del texto refundido de la Ley de Aguas, aprobada por Real Decreto legislativo 1/2001 indica la necesidad de la redacción de la fijación de caudales ecológicos o de mantenimiento en los Planes Hidrológicos de Cuenca. También, la ley 10/2001, de 5 de julio, del Plan Hidrológico Nacional, establece en su artículo 26 la necesidad de que los organismos de cuenca lleven a cabo estudios específicos en los tramos de los ríos con el objetivo de establecer los caudales ambientales teniendo en cuenta la dinámica de los ecosistemas y las condiciones mínimas que éstos requieren. Finalmente, la ley 11/2005, de 22 de junio, por la cual se modifica la ley 10/2001 y el Real Decreto Legislativo 1/2001 de 20 de julio, ha puesto énfasis en la necesidad que la planificación hidrológica contemple un régimen de caudales para garantizar el mantenimiento de la vida piscícola y de la vegetación de ribera.

Estos mandatos legales responden a la obligación de les Estados Miembros de la Unión Europea de conseguir un buen estado ecológico de las masas de agua superficiales establecida en la Directiva Marco del Agua 200/60/CE, del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre, por la cual se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.

1.2 Objetivos

El principal objetivo del proyecto consiste en el desarrollo de una metodología para generar una serie sintética, de la manera más larga posible, de la aportación subterránea a un determinado río en un punto concreto de la geografía española y viceversa, con la finalidad de evaluar su impacto en los volúmenes de los caudales ecológicos.

Esta metodología debe permitir calcular por un lado las aportaciones al río en régimen natural, y por otro, la aportación real bajo un régimen actual

influenciado para poder proceder a la restitución del medio por parte de la administración si así se demuestra necesario.

La metodología de trabajo que se presenta se basa en tres tareas principales. La primera se enfoca a la caracterización del medio, el análisis de su estado natural y la realización de un balance hídrico (cálculo de recursos). La segunda tarea principal consiste en estimar todos los parámetros que influyen en el caudal del río en relación con las aguas subterráneas (incorporando las actividades de modelización), y finalmente, se deben comparar las diferentes series mensuales de caudales de la zona de estudio y emitir las conclusiones.

1.3 Estructura del documento

La primera parte del documento, el Capítulo 2 se centra en la descripción de las tareas de la Instrucción de Planificación que implican un análisis de las aguas subterráneas. Este capítulo permite identificar las metodologías específicas para aguas subterráneas.

La segunda parte del documento se estructura según las tareas identificadas en la primera.

El capítulo 3, describe, a partir de un diagrama de flujo, cómo proceder con la caracterización diferenciando los recursos y el medio y como cuantificar las relaciones río-acuífero en diferentes situaciones hidrológicas posibles.

A continuación, en el capítulo 4, se detalla el procedimiento para cuantificar las series anuales de aportaciones al río y viceversa para que se tengan en cuenta en los análisis de los caudales ecológicos.

Finalmente, se emiten las conclusiones y recomendaciones del estudio.

Se incluyen también una serie de anejos que incorporan la descripción de los métodos disponibles para proceder con la caracterización y se detallan los códigos de modelización disponibles.

1.4 Marco conceptual

El agua superficial y el agua subterránea no son elementos aislados de un sistema hidrológico sino que interaccionan en una gran variedad de situaciones fisiográficas y climáticas diversas (Sophocleous, 2002). Para entender las relaciones agua subterránea-agua superficial hay que tener en cuenta el ambiente hidrogeológico según la definición de Tòth (1963 y 1970) y considerar el alcance y situación del sistema hidrogeológico objeto de estudio.

El agua después de un evento como la precipitación o el deshielo, se suma al agua superficial y contribuye a aumentar el caudal de un río. En este caudal se puede diferenciar entonces el caudal del evento (event flow), el caudal directo (direct flow), el caudal de tormenta (storm flow) y/o el caudal rápido (quick flow) los cuales configuran la escorrentía directa y la escorrentía hipodérmica de la cuenca. La escorrentía subterránea se relaciona con el caudal de base (base flow) la cual entra al caudal del río de manera persistente y continua en el tiempo.

Hay que tener en cuenta que las descargas a los ríos no pueden asimilarse directamente a la recarga de agua subterránea puesto que también hay salidas del agua subterránea en puntos de la cuenca distintos al del cauce del río, bien difusas, bien puntuales, según la geología de la zona (Domenico, 1972).

También hay flujo subterráneo que se incorpora al caudal del río después de un episodio de tormenta, el cual de denomina flujo subterráneo de tormenta (subsurface storm flow) o interflow (Beven, 1989) si bien en muchos casos puede proceder de un proceso de desplazamiento de agua almacenada (fracturas, zona no saturada, suelo …) (Sklash y Farvolden, 1979).

El régimen del río, perenne, intermitente o efímero, depende de la persistencia del caudal de base, la cual viene determinada por el nivel piezométrico. En los ríos perennes, el caudal de base acostumbra a ser más o menos constante de manera que el río es normalmente efluente y presenta un caudal durante todo el año (Gordon *et al*., 1992). Los ríos intermitentes sólo reciben agua en ciertos periodos de tiempo y por tanto pueden ser

influyentes o efluentes según la época del año. En los ríos efímeros normalmente el nivel piezométrico está por debajo del canal y por los tanto son influyentes cuando fluyen.

Normalmente se asume que el caudal de base procede del acuífero más superficial. Pero en determinadas zonas puede haber otras aportaciones: lagos, humedales, cavernas de zonas cársticas, nieve, o almacenaje temporal en los márgenes del río (bank storage) después de una tormenta importante. Además, el caudal de base está influenciado por cualquier pérdida de agua que sufra el río. El hidrograma representa el balance neto entre entradas y salidas. Las salidas incluyen tanto la evaporación desde el río o en masas de agua asociadas (lagos, humedales…) como transpiración por la vegetación de ribera, filtraciones, transferencias a otros acuíferos o masas de agua, salida hacia depósitos aluviales o márgenes del río… también hay que tener en cuenta las actividades o usos del agua que pueden afectar al régimen del río. La sobreexplotación puede conllevar que ríos normalmente perennes pasen a ser intermitentes por ejemplo.

Algunas de las actividades que pueden impactar sobre el caudal de base son:

- regulaciones en el río: donde el flujo viene controlado por embalses, presas, esclusas … Durante los periodos secos estas estructuras pueden controlar la totalidad del caudal. Los análisis de caudal de base deberían levarse a cabo en ríos no regulados o donde la zona regulada no sea más del 10% de la cuenca de drenaje (Neal *et al*., 2004).
- Extracción directa (concesiones) del agua del río para usos consumativos como riego, subministro…
- Derivaciones artificiales hacia o desde el río
- Descargas directas al río como plantas de depuración, efluentes industriales o de minas
- Retornos de riego (normalmente estacionales)
- Recarga artificial
- Cambios en el uso del suelo como limpiezas, reforestación, tipos de cultivo…

- Extracciones de agua subterránea que hagan disminuir el nivel piezométrico o variar los gradientes hidráulicos.

2. Instrucción de Planificación

Se han identificado todas las tareas del borrador de la Instrucción de Planificación que tienen aplicación en el estudio de la relación agua subterránea – agua superficial en el marco del establecimiento de los caudales ecológicos. Estas tareas tienen que ser realizadas en todos los casos, independientemente de la situación hidrológica que condicione su funcionamiento.

En este capítulo, a partir de estas las tareas se han detallado una serie de aspectos para los cuales es necesario establecer una metodología de cálculo (Tabla 1) des de el punto de vista de las aguas subterráneas.

En los capítulos siguientes se detalla cómo realizar estos cálculos y dar respuesta a estas tareas según la ubicación y el comportamiento del río o humedales en relación con los acuíferos pertinentes.

Tabla 1. Tareas de la instrucción de Planificación y estudios relacionados que se requieren.

Tareas y subtareas de la Instrucción de Planificación		**Aspectos para los que es necesario desarrollar una metodología específica para aguas subterráneas**
1. Inventario de recursos hídricos		Identificar todos los aportes a aguas superficiales y subterráneas. Elaboración de series hidrológicas de ETP, ETR, recarga, escorrentía superficial, subterránea…
2. Estudios Técnicos para determinar elementos del caudal ecológico		
	2.1) En ríos: establecimiento de caudal máximo, mínimo, distribución temporal, caudal de crecida, tasa de cambio y relación con la masa de agua subterránea (régimen de explotación de la MAS)	- Cálculo de extracciones de la MAS (y retornos) -Balance hídrico -Cálculo de salidas por manatiales -Establecimiento de la relación río/acuífero: piezometría
	2.2) En aguas de transición: establecimiento de los caudales	- Balance hídrico - Salidas a mar (volumen y tipo)

	máximos y mínimos y caudales altos y de crecidas para controlar la intrusión salina	- Situación “estable” y natural de la cuña salina
	2.3) Caracterización de los caudales	
	2.3.1) En ríos permanentes	-establecer la interrelación con las aguas subterráneas para dos periodos hidrológicos homogéneos diferentes, en estado natural y a escala diaria
	2.3.2) En ríos efímeros, temporales e intermitentes	-también se establecerán las relaciones en dos periodos (2.3.1) -cálculo del volumen de agua mínimo necesario para preservar el flujo subsuperficial que alimenta pozas y remansos (sólo en ríos intermitentes) -tiempo de recesión del caudal de base (sólo en los ríos intermitentes y efímeros)
	2.3.3)En ríos muy regulados	-régimen de caudales en estado natural -interrelación con las aguas subterráneas según el caudal generador
	2.4) Caracterización de los caudales en aguas de transición	-variaciones naturales de la cuña salina
	2.5) Requerimientos hídricos de lagos y zonas húmedas	-estimación de las aportaciones subterráneas balance -variaciones estacionales e interanuales de la superficie y la profundidad y de los distintos aportes de agua

3. Metodología de cálculo

En este capítulo se describen los pasos a seguir para alcanzar los objetivos finales del proyecto: determinar las aportaciones subterráneas a un río y viceversa.

Las fases que se proponen se agrupan en dos tipos de tareas (Figura 1):

- 1) Caracterizar, por tramos, la zona de estudio
- 2) Establecer las series temporales de la relación río acuífero.

En el primer grupo de tareas se incluye la restitución al estado natural del tramo objeto de estudio y la elaboración de un balance hídrico teniendo en cuenta si se realiza aguas abajo o aguas arriba de un embalse.

En el segundo grupo de tareas se proponen métodos para estudiar y cuantificar las relaciones río-acuífero diferenciando la ubicación del tramo respecto un embalse y si el río se comporta influente o efluyentemente.

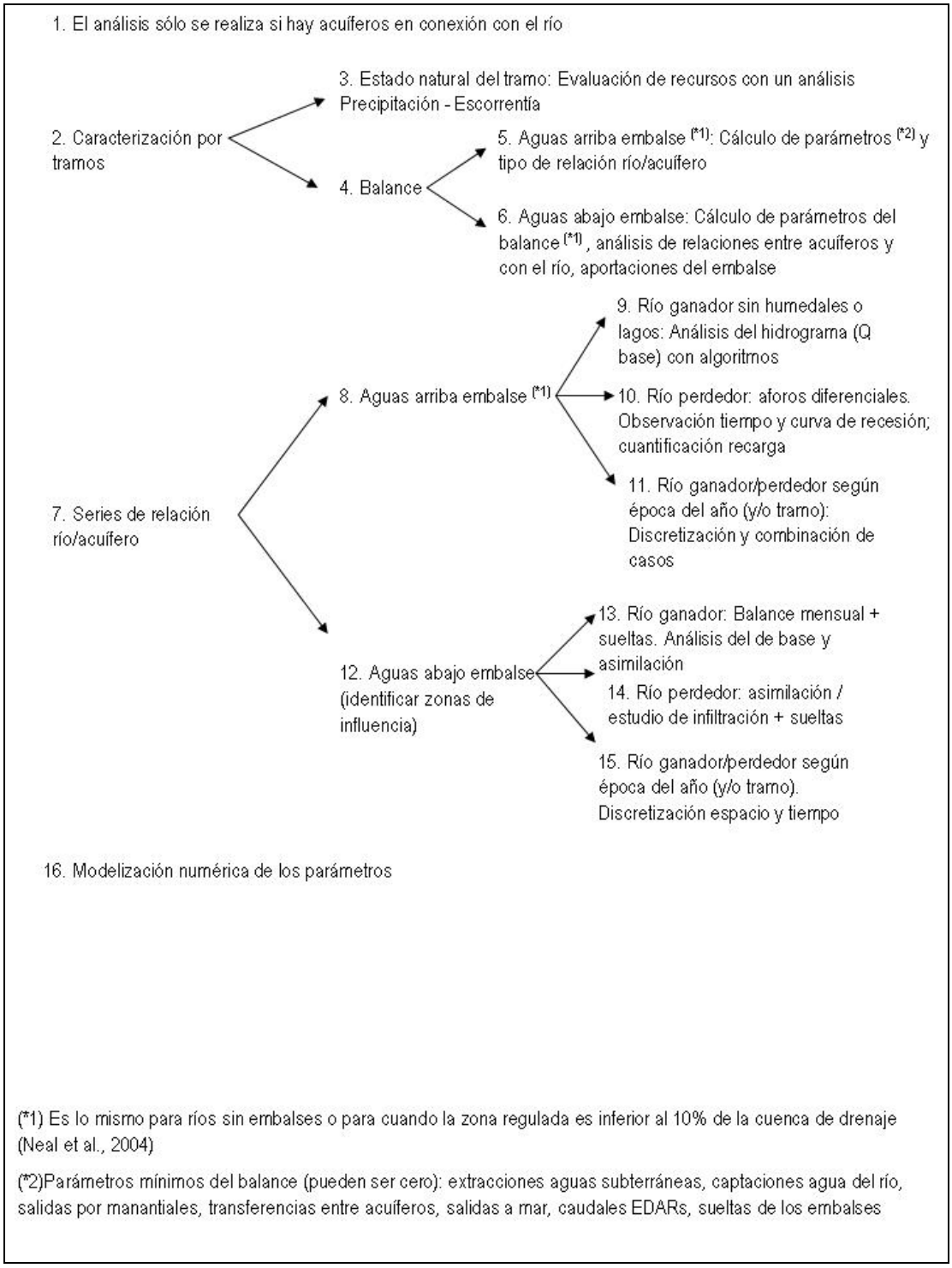

Figura 1. Diagrama de flujo de las tareas de caracterización y análisis de la relación río/acuífero

3.1 Requerimientos de estudio

La zona de estudio del tramo de río debe estar en conexión con un acuífero. En caso de no haber acuífero se supone que toda el agua del caudal del río procede de aguas superficiales, de escorrentía directa e hipodérmica, y por lo tanto no cabe un estudio de interrelación con aguas subterráneas.

También, el área de estudio debe permitir calcular un balance hídrico, que se puedan cuantificar las entradas y las salidas de agua al sistema agua al sistema. Esto permitirá conocer todos los parámetros que directa o indirectamente influyen y condicionan la dinámica hidrológica actual. La piezometría permitirá corroborar los resultados puesto que un balance negativo puede repercutir en un descenso de los niveles piezométricos si es que se han estimado bien los términos del balance.

3.2 Caracterización de la zona de estudio (tramo)

El primer paso será el de caracterizar el sistema desde diferentes puntos de vista para conocer todos los términos que lo condicionan.

3.2.1 Estado natural

La primera tarea que se requiere es el restablecimiento del estado natural del sistema. Esto es, evaluar el funcionamiento del río suponiendo que no hay influencias antrópicas: ni extracciones de agua subterránea, ni captaciones del río, ni derivaciones artificiales…

Para realizar este cálculo se dispone de diferentes modelos de precipitación-escorrentía disponibles. El principal uso del modelo de precipitación-escorrentía es determinar los caudales fluviales a partir de los datos de precipitación y evaporación. Los caudales se calculan utilizando parámetros que representan los procesos físicos que rigen los caudales de una cuenca.

De esta manera, estos modelos se basan en representaciones conceptuales de los procesos físicos que tienen lugar en la cuenca. De todos los modelos que incluyen variables fisiográficas se considera que los conceptualmente más correctos son los modelos distribuidos con base física. Normalmente

requieren procesos de calibración de los parámetros de la cuenca y los softwares disponible incluyen diferentes algoritmos de optimización automática.

El resultado final se necesita a nivel mensual pero puede trabajarse a nivel diario si éste es el formato de los datos disponibles. Por ejemplo, los modelos SIMGES y SIMPA utilizan la formulación Témez que se basa en datos mensuales, pero este método no se recomienda para zonas con nieve o de más de 75 km^2. Los modelos HBV y SWB permiten tratar también datos mensuales y modelización la aportación por nieve.

Para cuando es posible disponer de datos diarios, hay diferentes métodos que pueden aplicarse con ciertas garantías de éxito:

- Modelo Sacramento (SAC-SMA): se utiliza normalmente para cuencas de entre 250 y 4000 km^2, si bien no permite considerar la variabilidad espacial de la cuenca
- Modelo HEC-HMS: utilizado con éxito en muchas cuencas i descargable desde Internet
- Modelo PRMS: modelo ampliamente utilizado y que permite considerar la nieve
- Modelo MIKE11/NAM: también muy utilizado incluso en zonas con nieve
- Modelo SimHYD: modelo válido en climas áridos, en caso de nieve y en avenidas importantes.
- Modelo HBV: permite trabajar con datos diarios y mensuales e incorporar el deshielo
- Modelo SWB: trabaja bien a diferentes pasos de tiempo

Como resultado de esta tarea se obtendrá una serie mensual de caudal del río en estado natural y de aportaciones subterráneas al río en caso que éste sea ganador.

3.2.2 Balance hídrico

El establecimiento de un balance hídrico se considera de importancia crítica tanto para la definición del funcionamiento del sistema como para la posterior gestión de los caudales ecológicos. Si bien los parámetros de un balance serán básicamente los mismos en todos los casos, deberán analizarse de diferente forma en función de si trata de un tramo o una zona aguas arriba o aguas abajo de un embalse.

3.2.3 Balance aguas arriba

En las zonas ubicadas aguas arriba de un embalse, el caudal de un río y sus variaciones temporales responden sólo a las características fisiográficas de la región y a las extracciones de agua por parte de actividades humanas. Como consecuencia, se tratará igual que si tratara de un río sin regulaciones ni embalses. En los casos en que la zona regulada sea inferior al 10% de la cuenca de drenaje podrá también tratarse como si se tratara de una zona aguas arriba de un embalse (Neal, *et al*., 2004) puesto que el caudal sigue reflejando procesos de la propia cuenca.

Para establecer un balance hídrico es necesario conocer todas las entradas y todas las salidas para evaluar el estado. Además de considerar el caudal que entra y sale de los contornos de la zona, deberá analizarse la presencia de los siguientes componentes y estimar, donde proceda, el volumen que representan (con paso mensual):

- extracciones de agua subterránea (en el acuífero conectado con el río, directa o indirectamente)
- captaciones de agua directamente en el río
- salidas de agua subterránea o hipodérmica a través de manantiales y el tipo de flujo que los gobierna (puntual o difuso)
- transferencias entre acuíferos (por ejemplo, las salidas de un acuífero superior conectado con el río a otro de inferior subyacente)
- salidas subterráneas a mar (especialmente a través de manantiales) y posición de la cuña salina subterránea

- caudal del efluente de una Estación Depuradora de Aguas Residuales que vierte directamente al río

Disponer de aforos diferenciales a la entrada y salida de la zona de estudio no sólo es recomendable para acotar el balance sino que también es aplicable para analizar el comportamiento del río respecto el acuífero y los parámetros del balance. Permitirá identificar si el río aumenta o disminuye de caudal en el tramo de estudio. Las causas de ambos casos se estudiarán en tareas posteriores bien analizando la relación con el río, bien observando las influencias antrópicas.

En este sentido, se requiere un análisis de la piezometría en el entorno del río. Ésta permitirá identificar los tramos donde el río sea influyente o perdedor y los tramos donde sea efluyente o ganador. Es recomendable disponer de varias cartografías piezométricas a lo largo del año para observar la variación estacional de este comportamiento. A grandes rasgos, puede considerarse que un río permanente se comportará, de forma preferente, de manera efluyente, en cambio los ríos efímeros y los temporales acostumbran a responder a regímenes influyentes o variables según épocas del año, respectivamente (Gordon *et al.,* 1992). Para el análisis de la relación río-acuífero también será pertinente tener en cuenta la litología de la zona. Es esperable que en zonas cársticas el caudal de un río desaparezca y se infiltre en un punto determinado y que vuelva a aflorar en el mismo río aguas abajo. En estos casos tan complejos una posible aproximación que se propone es trabajar a pequeña escala, delimitar tramos según este comportamiento que es el que determina mayoritariamente el caudal del río.

3.2.4 Balance aguas abajo

En los tramos de río ubicados aguas abajo de un embalse o pantano, el caudal que circula a lo largo del año no responde a las características climáticas y fisiográficas de la cuenca sino que viene dominado por las sueltas desde el mismo embalse. En estos casos, un análisis completo del balance no va a poder representar en ningún caso el caudal circulante

observado y por lo tanto no se van a poder calibrar y ajustar los parámetros del modelo.

No obstante, se recomienda calcular los volúmenes de los parámetros del balance indicados en el punto anterior igual que si tratase aguas arriba de un embalse pero sin el objetivo de cerrar el balance de acorde con las observaciones. Se considera necesario conocer parámetros como las extracciones o captaciones puesto que serán indispensables para emitir, al final del estudio, las recomendaciones de gestión.

Donde sea posible se recopilarán datos de volúmenes de sueltas y su distribución anual en los periodos precedentes al estudio.

El carácter influyente o efluente de un tramo de río ubicado aguas debajo de un embalse probablemente tampoco responda a la propia dinámica hidrogeológica puesto que ésta depende del caudal permitido por el embalse. En la medida posible se recogerán datos de comportamiento del río, bien a través de estudios específicos, bien mediante piezometrías parciales influenciadas.

3.3 Series de relación río/acuífero

El segundo bloque de tareas a realizar se enfoca a obtener las series mensuales que cuantifiquen la relación río-acuífero actual, para un año patrón típico.

Igual que para la caracterización del área de trabajo, a continuación se proponen tareas diferenciadas según se ubique aguas abajo o aguas arriba de un embalse.

Además, para el establecimiento y cálculo de la relación río acuífero, se considera necesario aplicar diferentes aproximaciones según se trate de un río ganador (que reciba aguas del acuífero), de un río perdedor (que recarga al acuífero) o de un río con comportamientos temporales y espaciales variables. Siempre que sea posible se recomienda ajustar el régimen a uno de los dos primeros. En caso que las variaciones sean temporales, según la época del año, se deberán realizar los cálculos para los dos casos, el caso

influyente y el efluyente. La dirección en los procesos de interacción dependerá de la altura de los niveles piezométricos y su relación con la ubicación y altura de la lámina de agua del río. Esta dirección es variable en el tiempo y espacio de manera que un río puede pasar de influente a influyente.

Es importante tener en cuenta que aunque a continuación se describa como proceder ante diferentes situaciones hidrogeológicas, la realidad es mucho más compleja y es muy posible que se presenten casos especiales o situaciones locales dentro de cada caso general que requieran un estudio de detalle específico. La variabilidad posible es notablemente amplia, hecho que hace imposible que se incluyan todas las posibilidades en esta guía metodológica y, como consecuencia, las metodologías se ciñen a los criterios más generales y se deja a criterio del hidrogeólogo la consideración de cada caso concreto.

3.3.1 Aguas arriba de un embalse en un río ganador

Esta situación es, a priori, la de cálculo más sencillo para los objetivos del establecimiento de caudales ecológicos. El caudal responde a las características fisiográficas de la cuenca y el acuífero contribuye al caudal total del mismo. Se tratará básicamente de ríos con caudales permanentes y la situación más típica sería la de un acuífero aluvial, de tipo libre, en conexión con el río y con nivel piezométrico superior al nivel de este río.

Para estimar la relación río-acuífero se propone realizar un análisis del hidrograma real actual para conocer el caudal de base del río. En caso de que no hubiera influencias antrópicas debería resultar el mismo volumen calculado para el estado natural, mediante un modelo precipitación-escorrentía. En el caso contrario de que, por ejemplo, haya extracciones de agua subterránea que hagan disminuir las salidas naturales al río se analizará en la tarea siguiente y deberá tenerse en cuenta consecuentemente en la gestión de los caudales ecológicos.

Para aplicar un método de estudio del hidrograma es necesario que, en la zona, no se localicen lagos o humedales donde se almacene agua. Tampoco es recomendable cuando hay cavernas cársticas, nieve o almacenaje de agua en los márgenes del río. Recordar que, con este método, si bien se obtiene una distribución temporal de las aportaciones subterráneas se desconoce la distribución espacial de las mismas.

No se recomienda aplicar métodos gráficos para analizar el caudal de base puesto que aunque son métodos fáciles están sometidos a una componente subjetiva notable, son simplistas y no cuentan con una base teórica física. Además, los métodos gráficos no son aplicables cuando se dispone de hidrogramas complejos (donde se sobrepone la respuesta a más de un evento).

Se considera que los mejores métodos de separación del hidrograma son los basados en filtros digitales (algoritmos). Son técnicas de separación continuas que permiten caracterizar el comportamiento del caudal de base en la cuenca a largo plazo. Es más objetivo que un método gráfico y más rápido de implementar aunque su representividad hidrológica depende del algoritmo y de los parámetros que éste usa. La mayoría generan un Índice del Caudal de Base el cual representa la relación, a largo plazo, entre el caudal de base y el caudal total. Normalmente utilizan datos diarios. Los filtros deben calibrase hasta reproducir el caudal del río y obtener el caudal de base, lo que significa que las constantes se van ajustando hasta obtener la observación real. Estos filtros pueden definirse bien al tiempo bien a la frecuencia de las series de caudal.

Algunos filtros digitales disponibles en los softwares más utilizados son: método del mínimo suavizado, método del mínimo local, método del intervalo fijo, del inérvalo variable, método de partición del caudal y filtros repetitivos digitales como el método Chapman y Maxwell, el filtro Lyne y Hollick, el filtro Eckhardt, el filtro Boughton, el método Smakhting, el filtro Furey y Gupta…. De todos éstos indicar que los métodos de los mínimos son utilizados por los códigos WHAT y HYSEP los cuales son de descarga gratuita en Internet. Los más fáciles de aplicar, rápidos, reproducibles y consistentes son los filtros repetitivos digitales. Uno de los más consistentes y más flexibles es el filtro

Boughton aunque la selección de parámetros es relativamente subjetiva. Éste es utilizado por el modelo AWBM. El método Smakhting utiliza series mensuales.

3.3.2 Aguas arriba de un embalse en un río perdedor

En este caso el caudal del río también refleja las condiciones de la cuenca pero el río cede agua al acuífero. Esto implica que en el establecimiento de los caudales ecológicos hay que tener en cuenta que hay una parte del caudal que debe reservarse para permitir que se infiltre además del caudal requerido por motivos ambientales.

Gran parte delos ríos perdedores presentan un comportamiento efímero, esto es, que hay periodos sin caudal circulante y por lo tanto sin caudal de base. Esto dificulta la aplicación de métodos que establezcan el Índice del Caudal de Base.

En estos casos se propone realizar dos cálculos.

Por un lado observar el comportamiento del río a partir del estudio del tiempo de recesión y del análisis de la curva de recesión de una avenida. Este análisis se requiere también en la instrucción de planificación para valorar el caudal ecológico. El método de desplazamiento de la curva de recesión (Rorabaugh), por ejemplo, permitirá identificar si hay periodos puntuales de recarga, separarlos y cuantificarlos. Si se trata de una zona cárstica pueden aplicarse los modelos de Toebes & Strang y de Griffiths & Clausen.

Por otro lado y para cuantificar las entradas al acuífero desde el río, se propone proceder con un análisis de frecuencia y evaluar los porcentajes de tiempo en que se superan determinados valores de caudal y sus relaciones con eventos de precipitación.

La cuantificación de la infiltración deberá realizarse en base al balance hídrico. El parámetro de cierre del balance serán las entradas al acuífero desde el río. Esto significa que todos los demás parámetros del balance deben estar muy bien acotados y precisados. El valor que así se obtenga debe ser coherente con el que se obtendría de aplicar la ley de Darcy al

cauce (considerando conductividad hidráulica del cauce i diferencias de altura entre el acuífero y el río). En estos casos será muy difícil hablar de valores absolutos y el resultado se dará en porcentajes de precipitación. Si se conocen todas las extracciones de agua subterránea y del río se puede aproximar la recarga del río comparando el caudal actual respecto el caudal en condiciones naturales menos las extracciones y captaciones de agua.

3.3.3 Aguas arriba de un embalse en un río variable entre perdedor y ganador

La situación de un río que según épocas y tramos se comporta alternativamente de manera influyente y efluente es común en ríos con carácter efímero aunque no exclusivo de éstos.

En el caso que el comportamiento del río dependa de factores temporales se realizaran dos estudios. Por un lado se analizaran las aportaciones al río en épocas de río ganador mediante un análisis del caudal de base o de la curva de recesión máster tal y como se ha indicado (ver apartados precedentes). Por otro lado se evaluarán las entradas al acuífero cuando el río es perdedor, mediante balances y comparándolo con el estado natural y con el caudal circulante en épocas de río ganador.

A continuación se realizará un análisis de frecuencia para valorar la persistencia en el tiempo de los dos tipos de comportamiento.

En el caso que las variaciones del régimen del río varíen espacialmente el estudio es más complejo. Si es posible se dividirán tramos dentro de la zona de estudio y se aplicarán los métodos indicados. Otra aproximación posible es observar el comportamiento global en el tramo mediante el análisis de aforos diferenciales (siempre y cuando no haya otras influencias antrópicas en el río).

Para el establecimiento de los caudales ecológicos es importante conocer si en ese tramo, en general, el caudal incrementa o disminuye y las zonas concretas en que el río es perdedor y que por lo tanto el caudal puede ser cero. Se tomará especial atención en la cuantificación del posible caudal que entra al acuífero en las zonas influyentes. Pueden utilizarse métodos

hidrogeológicos: ley de Darcy, permeabilidad del cauce y de los materiales del acuífero… con la finalidad de conocer el caudal mínimo que hay que asegurar.

3.3.4 Aguas abajo de un embalse en un río ganador

El caudal del río aguas debajo de un embalse está más condicionado por las sueltas desde el embalse que por la propia dinámica hidrológica de la cuenca.

Para todos los tramos de río ubicados aguas debajo de un embalse se recomienda realizar el ejercicio de determinar toda el área de la cuenca la escorrentía directa superficial de la cual desemboca en el embalse y la parte de la cuenca cuya escorrentía desemboca en el río. Este análisis puede realizarse mediante una Sistema de Información Geográfica a través de un análisis de pendientes.

Una vez discretizadas las dos zonas de influencia se procederá al análisis de precipitación-escorrentía para este sector siguiendo las indicaciones del apartado 3.2. Éste permitirá estimar analizar el caudal que circularía en caso que no hubiera influencias antrópicas como las extracciones subterráneas o las sueltas de los embalses. También se realizará un análisis del caudal de base (apartado 3.3.1) considerando como zona generadora de escorrentía directa la correspondiente a la parte de la cuenca que desemboca en el río, se excluirá la parte que desemboca en el embalse. Las crecidas del río relacionadas con las sueltas de los embalses pueden asimilarse de una avenida de un episodio de precipitación aunque su forma no responderá a las características de la cuenca. Los periodos de mínimo caudal pueden relacionarse con el caudal de base del río. El flujo subterráneo no obstante no responde a las mismas divisorias de las aguas superficiales y por lo tanto deberá tenerse en cuenta la tipología de acuífero. Si se trata de un acuífero aluvial en conexión con el río (caso más común) sólo el tramo de acuífero aguas abajo del embalse podrá aportar agua al río. En cambio, si las aportaciones al río proceden de un acuífero regional se observará la piezometría y se determinará el área de influencia. Cabe destacar que la presencia del embalse puede haber modificado la piezometría inicial de esa zona.

Otro ejercicio que se propone realizar en todas las zonas de estudio aguas debajo de un embalse es un estudio de asimilación del caso con otras cuencas o tramos de características fisiográficas similares en las que se pueden obtener los parámetros que se desconocen. Por ejemplo, los métodos de estimación de flujos mínimos mediante regresión lineal (Kroll, et al., 2004; Smatkhtin, 2001) y los métodos de correlación del caudal del base (Reilly y Kroll, 2003) pueden aplicarse para evaluar el flujo mínimo o el caudal de base de la zona son datos, esto es, el caudal no condicionado por las sueltas de los embalses. Se necesita la serie diaria de caudales de una cuenca asimilable y 10 datos, como mínimo, del caudal de base de la zona de estudio. Esta serie diaria de caudal debería ubicarse a menos de 200 km de la zona de estudio. Se dispone también de métodos de estimación a partir de series de tiempo de caudal sintéticas y métodos gráficos regionales pero su aplicabilidad es más limitada.

Una vez establecidas las aportaciones subterráneas y superficiales actuales al río se procederá a sumar a éstas los volúmenes de las sueltas para conocer el volumen de agua circulante por este tramo de río.

3.3.5 Aguas abajo de un embalse en un río perdedor

Éste es uno de los casos más complejos. Las sueltas de un embalse condicionan el caudal del río y además éstas se infiltran aguas abajo en un volumen proporcional al de las sueltas. Se propone realizar diferentes aproximaciones para evaluar la entrada al acuífero:

- Considerar un volumen medio de sueltas del embalse
- Estimar la infiltración que supondría este volumen medio en función de las características del cauce, del acuífero y de una piezometría media (ley de Darcy) en caso de un acuífero de tipo poroso.
- Estimar la infiltración que supondría el volumen mínimo circulante, suponiendo que no hay sueltas de los embalses y que sólo hay escorrentía directa en su zona de influencia actual
- Comparar los resultados con los de otras zonas cercanas de comportamiento asimilable

- Analizar los tiempos de recesión de una suelta del embalse de caudal conocido y realizar un análisis de la curva de recesión para verificar el comportamiento de la relación río-acuífero.
- En un acuífero cárstico donde la infiltración al acuífero se realice localmente a través de fracturas se propone analizar la distribución del caudal y tratar el problema con un enfoque local.

Todas estas aproximaciones se realizarán para obtener una distribución mensual de las posibles entradas de agua al acuífero. Se basarán en las sueltas medias de cada mes y las infiltraciones relaciones con éstas y con las avenidas naturales de la zona de la cuenca que desemboca al río. Éstas se compararán con el peor caso de entradas al acuífero: el correspondiente sólo a las entradas sin las sueltas del embalse para poder tener en cuenta las épocas de sequía en que hay pocas sueltas de los embalses..

3.3.6 Aguas abajo de un embalse en un río de régimen variable perdedor/ganador

Tal y como se ha propuesto para aguas arriba de un embalse o fuera de la influencia de éste, se recomienda conocer bien el patrón de variabilidades y trabajar consecuentemente discretizando el tiempo y el espacio.

Si las variaciones de régimen son mayoritariamente estacionales se optará por cuantificar las entradas y salidas en los dos periodos y posteriormente se evaluará los meses en que se produce cada uno mediante un análisis de frecuencia.

Cuando las variaciones sean espaciales, si es posible se identificarán y separarán los tamos del río para realizar los dos cálculos. Los datos de aforos además de los piezométricos pueden ayudar en el establecimiento del comportamiento global del tramo y, consecuentemente, en la emisión de recomendaciones para los caudales ecológicos.

Ya se ha indicado que es importante determinar los tramos o puntos en que el caudal puede ser temporalmente cero.

Indicar también que se considera necesario comparar los datos obtenidos con los de otras zonas con características similares y con más datos disponibles.

3.4 Modelización de los parámetros

Una vez finalizada la caracterización por tramos y el establecimiento de series de precipitación se dispondrá de todos los parámetros necesarios para implementar un modelo de simulación hidrológica y de flujos subterráneos.

El desarrollo de un modelo debe permitir verificar las observaciones de campo y los cálculos realizados, reproducir las situaciones pasadas y modelizar futuros escenarios de gestión.

Hay diferentes modelos comerciales disponibles. La elección dependerá tanto de las particularidades de la zona de estudio como de los datos disponibles y la experiencia del hidrogeólogo con cada paquete informático. La mayoría de códigos de simulación de flujo incorporan módulos que permiten estimar el estado natural (modelos precipitación-escorrentía), analizar el caudal de base, tienen Sistemas de Información Geográfica asociados….

A continuación se indican algunos de los códigos comerciales de modelación hidrológica y flujos subterráneos más versátiles. Se remite al lector al Apéndice donde se detallan sus características más ampliamente.

- Modelos MIKE SHE – MIKE 11 acoplados: sistema de modelación distribuida con base física (Refsgaard y Store, 1995) con interacción bidireccional entre los procesos hidrológicos de cuenca y los procesos subterráneos (French y Clifford, 2000). Permite reproducir la mayor parte de los procesos físicos del ciclo hidrológico.

- MODFLOW (Harbaugh et al., 2000; McDonald y Harbaugh, 1998) es un modelo muy versátil aunque es más aplicable a nivel regional que de detalle. Es un modelo de flujo subterráneo modular que incluye módulos para simular las interacciones con el agua superficial.

- MODBRNCH simula los flujos y las interacciones agua superficial-subterránea acoplando el Modflow y el Branch

- BESTSM – MODFLOW. El Best modeliza el flujo y la calidad del agua superficial y se ha acoplado totalmente al Modflow (Boyle y Parsons, 2000).

- SIMGRO (Querner, 1988) es un modelo combinado de flujo superficial y subterráneo de tipo distribuido con base física.

- AQUATOOL (Andreu *et al*., 1991) es un sistema de suporte a la decisión que permite estimar aportaciones subterráneas al río en régimen natural. Contiene diferentes módulos o programas que abordan un aspecto de planificación y gestión de recursos hídricos.

- IWAN es un modelo (Krause y Bronstert, 2005) que acopla el agua y el suelo de manera que permite tener en cuenta el uso por la vegetación y. Considera principalmente el balance vertical de procesos en la zona no saturada y se le acoplan los procesos de flujo lateral.

- HSPF modelo los diferentes componentes de un ecosistema que pueden influir en las características químicas, físicas y biológicas.

- WMS8, es un paquete que permite modelizar todas las fases de la hidrología e hidráulica de cuenca. Se pueden realizar modelos integrados 2D mediante GSSHA. Contiene un SIG

- GMS es un pre y post procesador que contiene diferentes módulos para simular todos los procesos hidrogeológicos. Es uno de los pocos sistemas que suporta TINs.

CASC 2D es un modelo de parámetros distribuidos con base física. Es uno de los modelos de agua superficial suportados por el WMS.

4. Obtención de resultados

En este capítulo se presenta cómo proceder con todos los datos obtenidos en el capítulo precedente para establecer los caudales ecológicos y emitir recomendaciones sobre la gestión de las aguas de toda la cuenca.

A priori se observa que en un río ganador hay un aporte al caudal del río que puede estar condicionado por las extracciones subterráneas y, como consecuencia, limitar estas extracciones puede traducirse en un aumento del caudal de río.

En cambio, en un río perdedor, el agua que recarga al acuífero se usa para fines de mantenimiento del agua subterránea y por lo tanto se debe garantizar este caudal mínimo que se infiltra, además del propio caudal ecológico.

Los modelos de flujo subterráneo y los modelos de agua superficial (u otras metodologías) han permitido obtener o aproximar unas series mensuales características de diferentes parámetros:

- caudal del río estado natural (Qn)
- caudal actual influenciado del río (Qi) –sin sueltas-
- caudal actual influenciado del río (Qis) –con sueltas-
- extracciones mensuales de agua subterránea (Ex)
- captaciones mensuales de agua del río (Cp)
- salidas por manantiales y fuentes (Qmf)
- salidas a mar (Qmar)
- salidas / entradas al acuífero hacia / desde el río (Ac) (las salidas del río al acuífero se considerarán como un valor negativo)
- caudal de EDAR (Qedar)
- entradas al acuífero desde otros acuíferos o por el contorno (Qec)
- salidas del acuífero en relación con el río hacia otros acuíferos o hacia el contorno (Qsc)

El objetivo del procedimiento que se detalla en este capítulo es disponer de una visión, con periodicidad mensual, de los diferentes volúmenes de agua de la cuenca y de como éstos interaccionan con el volumen de agua del río. La

finalidad es la de identificar los diferentes orígenes de agua que deben ser considerados en un modelo de gestión de los caudales ecológicos del río y los volúmenes de los que se dispone para emitir medidas de prevención y corrección de una manera sostenible.

En este contexto, a continuación se presenta una tabla que se deberá rellenar en todos los tramos estudiados. En esta tabla se deberán introducir las series mensuales tipo de los diferentes parámetros así como los valores máximos y mínimos en las series donde se conozcan. Se trata de un balance a nivel mensual donde el gestor podrá observar de una manera rápida los meses en que la aportación del acuífero al río es menor, quizás por ejemplo debido a extracciones subterráneas o en el río y podrá gestionar en consecuencia.

Tabla modelo

Tabla 2. Tabla modelo a rellenar con los resultados obtenidos para calcular las influencias en los caudales ecológicos

	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Juilo	Agosto
Q ecológico												
Q ecológico mínimo												
Qn												
Qi												
Qis												
Ex												
Cp												
Qmf												
Qmar												
Ac												
Qedar												
Qec												
Qsc												
Otros												
BALANCE												

Si el caudal actual y el caudal en estado natural coinciden, ya no será necesario establecer posibles parámetros de afectación de origen humano.

En este caso es importante igualmente conocer el tipo de interacción y el volumen de las mismas en arras de la calidad y de la gestión regional.

Se requiere que se identifiquen las salidas a mar y la posición de la cuña de marina también por motivos de calidad de las aguas de transición y de las costaneras, además de para identificar posibles situaciones de sobreexplotación.

En la Tabla 2 puede haber meses (o todo el año) que el valor sea cero. Es muy importante identificar los meses en que el caudal actual es cero y compararlo con el estado natural. En el caso que difieran notablemente se identificarán las causas bien sea debido a las aguas subterráneas bien a las superficiales.

Para el balance, las aportaciones al río desde el acuífero tendrán un valor positivo, igual que la precipitación o la escorrentía directa. Las extracciones y captaciones de agua, las salidas hacia ríos y hacia mar se considerarán con un valor negativo respecto el río.

5. Bibliografía

Abbot, M.B, Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. y Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen SHE, 1. History and philosophy of a physically – based, distributed modelling system. J. Hydrol., 87: 45-59.

Anderson, M.P. (2005). Heat as a ground water tracer. Ground Water. 43 (6): 951-968.

Arnold, J.G., Allen, P.M., Muttiah, R. y Bernhardt, G. (1995). Automated base flow separation and recession analysis techniques. Groundwater, 33 (6): 1010-1018.

Barnes, B.S. (1940). Discussion of analysis of runoff characteristics. Trans ASCE 105: 106.

Barnes, C.R. (1985). Method for estimating low-flow-statistics for ungauged streams in the lower Hudson river basin. U.S Geological Survey Water-Resources Investigations Report 85-4070.

Beran, M.A. y Gustard, A. (1977). A study into the low-flow characteristics of British Rivers. Journal of Hydrology, 35: 147-157.

Bergström, S. (1995). The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.). Computer models of watershed Hydrology. Water Resources Publications. Colorado. Pp: 443-476.

Beven, K.J. (1989). Interflow. In: Morel Seytoux HJ (ed). Unsaturated flow in hydrologic modelling: theory and practice. Kluwer, Dordrecht: 191-219.

Boughton, W.C. (1988). Partitioning streamflow by computer. Inst. Eng. Civ. Eng. Trans. CE30(5), 285-291.

Boughton, W.C. (1993). A hydrograph- based model for estimating the water yield of engauged catchments, paper presented at Hydrology and Water Resources Symposium, Inst. of Eng. Aust., NewCastle, N.S.W.

Bougthon, W.C. (1995). Baseflow recessions. Australian Civil Engineering Transactions CE37 (1): 9-13

Bourg, C.M. y Berlin, C. (1993). Biogeochemical processes during the infiltration of river water into an alluvial aquifer. Environmental Science and Technology, 27: 661-666.

Boussinesq, J. (1877). Essai sur la theories des eaux courantes. Memoires presentes par divers savants a l'Academic des Sciences de l'Institut National de France. Tome XXIII, No. 1.

Boussinesq, J. (1904), Recherches theoretique sur l'ecoulement des nappes d'eau infiltrees dans le sol et sur le debit des spurces. J. Math. Pure. Appl. 10 (5th Series), 5-78.

Bouwer, H.y Maddock, T. (1997). Making sense of the interaction between groundwater and streamflow: lessons for watermasters and adjudicators. Rivers, 6(1): 19-31.

Brodie, R.S y Hostetler, S. (2005). A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. Courses.forestry.ubc.ca. In: http://www.connectedwater.gov.au/documents/IAH05_Baseflow.pdf

Brutsaert, W. y Neiber, J.I. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Water Resources Research, 13 (3): 637-643

Burnash, R.J.C (1995) The NWS river forecast system – catchment modelling. In: Singh, V.P. (ed) Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications. Colorado., pp: 311-366

Chapman, T. (1991). Comment on evaluation of automated techniques for baseflow and recession analysis, by R.J. Nathan and T.A. McMahon. Water Resources Research, 27(7): 1783-1784.

Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. Hydrological Processes, 13: 701-714.

Chiang, W.H. y Kinzelbach, W. (1993). Processing MODFLOW (PM), Pre- and postprocessors for the simulation of flow and contaminant transport in groundwater systems with MODLOW, MODPATH, and MT3D. Distributed by Scientific Software Group, Washington, D.C.

Chiang, W.H. y Kinzelbach, W., (2001). 3D-Groundwater Modelling with PMWIN – a Simulation System for Modelling Groundwater Flow and Pollution. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Chiew, F.H.S, Stewradson, M.J y McMahon, T.A. (1993). Comparison of six rainfall-runnof modelling approaches, J. Hydrol., 147:1-36.

Chu, S.T. 1978. Infiltration During an Unsteady Rain. Water Resources Research 14(3): 461-466 pp.

Clausen, B. (1992). Modelling streamflow recessions in two Danish streams. Nordic Hydrol. 23 (2), 73-88.

Conant Jr., B (2004) Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42 (2):243-257.

Cook, PG, Favreau, G., Dighton, J.C., Tickell, S. (2003) Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. Journal of Hydrology, 277: 74-88.

Cooper H.H. Jr., Rorabaugh, M.I (1963). Groundwater movements and bank storage due to flood satges in surface streams. USGS Water Supply paper. 1536-J: 343-366.

Coutagne, A. (1948). Meteorogie et hydroloogie. Etdue generale des debits et des facteurs qui les conditionment. 2eme partie: les variations de debit en periode noninfluencee par les precipitations. Le debit d'infiltration (correlations fluviales internes). La Houille Blanche, 416-436. sept-oct.

Domenico, P.A. (1972). Concepts and models in groundwater hydrology. Mc. Graw Hill. Nueva York.

Ellins, K.K., Roman-Mas, A., Lee, R. (1990). Using 222Rn to examine groundwater/surface dischrage interaction in the Rio Grande De Manati, Puerto Rico, Journal of Hydrology, 155:319-341.

Engeland, K., Hisdal., H., Beldring, S. (2006). Predicting low flows in ungauged catchments. In: Demuth, S. (Ed.), Climate variability and Change – Hydrological Impacts (ed. By S. Demuth), IAHS Publ. Nº308.

Fleckenstein, J.H., Niswonger, R.G., Fogg, G.E. (2006). River-aquifer interactions, geologic heterogeneity, and low-flow management. Ground Water 44 (6): 837-852.

Furey, P.R., y Gupta, V.K. (2001). A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. Water Resources Research, V. 37 (11): 2709-2722.

French, J.R., y Clifford, N.J. (2000). Hydrodinamic modelling as a basis for explaining estuarine environmental dynamics: some computational and methodological issues. Hydrological Processes, 14: 2089-2108.

FREND, Flow Regimemes from Experimental an Network Data (1989). Vol. I: Hydrological Studies. Vol II: Hydrological data. Wallingford. UK.

Frohlich K., Frohlich, W., y Wittenberg, H. (1994). Determination of groundwater recharge by baseflow separation: regional analysis in northeast China. FRIEND: Flow Regimes from International Expermiental and Network Data, Proceedings of Braunschweig Conference, October 1993, IAHS Publ. N. 221.

Green, W.H. y G.A. Ampt (1911). Studies on Soil Physics. 1. The flow of Air and Water Through Soils. Journal of Agriculture Science. Vol. 4. pp 1-24.

Grupta, Ram, S. (1989). Hydrology and Hydraulic Systems. Englewood Cliffs New Jersey: Prentice Hall, 1st edition. Pp 65-228.

Griffiths, G.A., y Clausen, B. (1997) Streamflow recession in basins with multiple water storages. Journal of Hydrology, 190: 60-74.

Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J.M (1992) Low flow estimation in the United Kingdom. Institute of Hydrology. Report Nº 108. 88 pp.

Hall, F.R. (1968). Baseflow recessions – a review. Water Resources Research, 4(5): 973-983.

Harbaugh, A.W., y Mc. Donald, M.G. (1996a). User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference groundwater flow model: USGS Open-file Report 96-485.

Harbaugh, A.W., y Mc. Donald, M.G. (1996b). Programmer's documentation for MODFLOW 96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference groundwater flow model: USGS Open-file Report 96-486.

Hao, F.H., y Wang, L., (2003). Distributed hydrological modelling. Yellow river conservacy press, Zhenzhou, China, pp 138-144.

Havno, K, Madsen, M,N., Dorge, J. (1195) MIKE11 – a generalized river modelling package. In: Singh, V.P. (ed) Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications. Colorado., pp: 733-782

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R. (1963). Moisture and energy considerations within a sloping soil mass during drainage. J. Gephys. Res. 64: 1081-1087.

Hino, M., y Hasebe, M. (1981). Analysis of hydrologic characteristics from runoff data – A hydrologic inverse problem. Journal of Hydrology. 49: 287-313

Horton, R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Am.Geophys. Union, 14-446-460.

Institute of Hydrology, (1980). Low Flow Studies. Resp. Rep. 1. Institute of Hydrology, Wallingford, U.K.

Jakeman, A.J y Hornberger, G.M. (1993). How much complexity is warranted in rainfall-runnof model? Water Resources Research, 29: 2637-2649.

Johnson, E.A. y Dils, R.E. (1956). Outline for compiling precipitation, runoff and groundwater data from small watersheds. Southern Forest Expt. Sta. paper. 68

Jones, P.N., y McGilchrist, C.A, (1978). Analisis of hydrological recession curves. J. Hydrol., 36: 365-374.

Kalbus, E, Reinstorf, F., y Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: a review. Hydrology and Earth System Sciencies Discussions. Vol 3: 1809-1850.

Knisel, W.G (1963). Baseflow recession analysis for comparison of drainage basins and geology. Journal of Gephysical Research, 68 (12): 3649-3653.

Krause, S. y Bronstert, A. (2005). An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains. Adv. Geosci. 5, 1-5.

Krause, S. y Bronstert, A. (2007). Water Balance Simulations and Groundwater-Surface Water-Interactions in a Mesoscale Low-Land River Catchment. Hydrol. Process. doi:10.1002/hyp.6182.

Kroll, C.N, Luz, J.G., Vogel, R.M. (2004). Developing a watershed characteristics database to improve low streamflow prediction. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE 9(2), 116-125.

Laaha, G., y Blöschl, G. (2006). A comparison of low flow regionalisation methods –catchment grouping. Journal of Hydrology 323 (1-4): 193-214.

Larking, R.G y Sharp, J.M. Jr. (1992). On the relationship between river basin geomorphology, aquifer hydraulics, and groundwater flow direction in alluvial aquifers. Geol. Soc. Am. Bull, 104: 1608-1620.

Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M., and Saindon, L.G., (1983), Precipitation-runoff modeling system—User's manual: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4238, 207p.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H, Wallace, J.S. (1958). Hydrology for engineers. McGraw Hill, New York

Liu, H.L., Chen, X., Bao, A.M., Wang, L. (2007). Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system for an arid watershed.

Lynn, P.A. (1989). An Introduction to the Analysis nad Processing Signals, 191 pp. Taylor and Francis. Philadelpia P.A.

Maidment, D.R. (1993) Handbook of Hydrology. 1st. edition. New York. McGraw Hill, Inc., p 3-19.

Maillet, E. (1905). Essais d'Hydraulique Souterraine et Fluviale. Hermann Paris. 218 pp.

Martin, G.N. (1973). Characterization of simple exponential basfow recessions. Journal of Hydrology NZ, 12(1), 57-62.

McNamara, J.P., Douglas, L.K., Hinzman, L.D. (1997). Hydrograph separations in an Artic watershed using mixing model and graphical tecniques. Water Resources Research, Vol., 33 (7): 1707-1719.

McPherson, M.B. (1969). Some notes on the Rational Method of Strom Drain Design. Tech. memo. N. 6. ASCE, Water Resources Research program, Harvard University, Cambridge, MA.

Mein, R.G. y Larson, C.L. 1973. Modeling Infiltration during a Steady Rain. Water Resources Research 9(2): 384-394 pp.

Meyboom, P. (1961). Estimating groundwater recharge from strean hydrographs. Journal of Geophysics research, 66(4): 1203-1214.

Moore, R.D. (1997). Storage-outflow modelling of streamflow recessions, with application to a shallow-soil forested catchment, Journal of Hydrology, 198: 260-270.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part1 – A discussions of principles. Journal of Hydrology, 10: 282-290.

Nathan, R.J., McMahon, T.A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research, 26 (7): 1465-1473.

Neal, B.P., Nathan, R.J., Evans, R. (2004) Survey of baseflows in unregulated streams of the Murray-Darling Basin. Proceedings 9th Murray-Darling Basin Groundwater Workshop, Bendigo.

Niehoff, D., Fritsch, U., Bronstert, A., (2002). Land-use impacts on strom-runnof generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. J.Hydrol. 267(1-2), 80-93.

Nielsen, S.A, Hansen, E. (1973). Numerical simulation of the rainfall runoff processes on a daily basis. Nordic Hydrol., 4: 171-190.

Ogden, F.L. y Saghafian, B. 1997. Green and Ampt Infiltration with Redistribution. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 123(5): 386-393 pp.

Padilla A., Pulido-Bosch, A., Mangin, A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. Groundwater, 32: 267-277.

Pettyjohn, W.A., y Henning, R. (1979) Preliminary estimate of groundwater recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio. Ohio State University Water Resources Centre Project Completion Report, No. 552, 323 pp.

Prudic, D.E., (1988). Documentation of a computer program to simulate stream.aquifer relations using a modular, finite-difference, groundwater flor model, U.S. Geological Survey, Open File Report, 88-729. Carson City, Nevada. 119 p

Querner E.P. (1988a). Description and application of the combined surface and groundwater model MOGRolo. Journal of Hydrology, 192: 158-188.

Querner, E.P. (1988b) Description of a regional groundwater flow model SIMGRO and some applications. Agricultural Water Management, 14: 209-218.

Querner, E., (1993). Aquatic weed control within an integrated water management framework. DLO. Wageningen, 203 pp.

Refsgaard, J.C. (1997). Parameterization, calibration and validation of distributed hydrological models. Journal of Hydrology, 198: 69-97.

Refsgaard, J.C. y Storm, B. (1995). Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Englewood, USA. Pp 809-846.

Reilly, C.F., Kroll, C.N., (2003) estimation of low streamflow statistics using baseflow correlation. Water Resources Research, 39(9), 1236.

Rembe, M.,y Wenske, D., (1998). The lake package – An Additional Boundary Condition For The Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model MODFLOW, MODFLOW'98. Colorado School of Mines.

Ries, K.G. (1994). Development and application of generalized-least-squares regression models to estimate low-flow duration discharges in Massachusets. U.S. Geological Survey Water Resource Investigations Report 94-4155.

Rorabaugh, M.I., (1964). Estimating changes in bank storage

Rushton, K.R. y Tomlinson, L.M. (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. Journal of Hydrology, 40: 49-65.

Rutledge, A.T. (1998). Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and for estimating mean groundwater recharge

and discharge from streamflow records-Upadate. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 98-4148

Rutledge A.J., Daniel III, C.C. (1994). Testing an automated method to estimate groundwater recharge from stream flow record. Groundwater, 32 (2): 180-189.

Sahoo, G.B., Ray, C., Carlo, E.H.D, (2006). Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaï stream. Journal of Hydrology, 327: 94-109.

Shirmohammadi, A., Knisel W.G., Sheridan, J.M. (1984). An approximate method for partitioning daily streamflowdata. Journal of Hydrology, 74: 335-354.

Schaake, J.C, Koren, V.I, Duan, Q.Y., Mitchell, K., Chen, F. (1996). Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. Journal of Geophysical Research, 101 (D3): 7461-7476.

Schulla, J., (1997). Hydrologische Modellierung von Flussgebiten zur Abschätzung von Folgen der Klimaänderung.Züricher Geographische Schriften, Heft 69.

Schulla, J. y Jasper, K., (1999). Modellbeschreibung WASIM-ETH, Zürich.

Singh, v.p. (1989). Hydrologic Systems. Vol. 11. Watershed Modelling. Prentice Hall.

Sklash, M.G. y Farvolden, R.N. (1979). The role of groundwater in storm runnof. Journal of Hydrology, 43: 45-65.

Sloto R.A. y Crouse, M.Y. (1996). HYSEP : A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report, 96-4040.

Szilagyi, J. y Parlange, M.B.(1998). Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. Journal of Hydrology, 204: 251-260.

Smakhtin, V.U. (2001). Low flow hydrology: A review. Journal of Hydrology. N. 240: 147-186

Smith, R.E., Corradini, C. y Melone, F. 1993. Modeling Infiltration for Multistorm Runoff Events. Water Resources Research 29(1): 133- 144 pp.

Sophocleous, M.(2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal. VBol 10 (2): 52-67

Spongberg, M.E. (2000). Spectral analysis of base flow separation with digital filters. Water Resources Research, 36(3): 745-752.

Stedinger, J.R, Thomas, Jr., W.O., (1985). Low-flow frequency estimation using baseflow measurements. U.S. Geological Survey Open-file Report 85-95.

Stonestrom, D. y Constanz, J. (2003). Heat as a tool for studying the Movement of Groundwater Near Streams. Circular 1260. USGS, Reston, Virginia.

Sugawara, M. (1995) Tank Model In: Singh, V.P. (ed) Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications. Colorado., pp: 165-214

Sujon, J., Shikasho, S., Hiramatsu, K. (2004). A comparison of techniques for hydrographic recession analysis. Hydrological Processes, 18: 403-413.

Tallaksen, l.m. (1995). A review of baseflow recession analysis . Journal of Hydrology, 165: 349-370.

Tan, K.S., Chiew, F.H.S, Grayson, R.B, Scanlon, P.J y Siriwardena, L (2005) Calibration of a Daily Rainfall-Runoff Model to Estimate High Daily Flows. Proceedings of MODSIM 2005. http://www.mssanz.org.au/modsim05/proceedings/papers/tan_ks2.pdf

Thompson, J.R, Sorenson, H.R., Gavin, H., Refsgaard, A. (2004). Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. Journal of Hydrology, 293: 151-179.

Toebes, C. y Strang, D.D. (1964). On recession curves 1: Recession equations. J. Hydrology. New Zealand, 3(2): 2-15

Tòth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J. Geophys. RES., 68: 4785-4812.

Tòth, J. (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. Journal of Hydrology, 10: 164-176

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982). Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley and Sons, New York.

U.S. Geological Survey, (2005). Techniques and methods 6-A19 Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZF1). Package for Modelling Unsaturated Flow between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW. Chapter 19 of section A, Ground Water, of Book 6, Modeling Techniques By Richard G. Niswonger, David E. Prudic, and R. Steven Regan.

Van de Griend A.A., De Vries, J.J., Seyhan, E. (2002). Groundwater discharge from areas with variable specific drainage resistance. Journal of Hydrology, 259: 203-220.

Vogel, R.M., Kroll, C.N. (1992). Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. Water Resources Research, 28(9): 2451-2458.

Wittenberg, H. (1994). Nonlinear analysis of flow recession curves. FRIEND – Flow Regimes from Internationational Experimental and Network Data. IAHS Publication No. 221: 61-67.

Winter, T.C. (1999). Relation of streams , lakes and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeology Journal, 7 (1): 28-45.

Woessner, W.W. (2000). Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeological thought. Groundwater, 38 (3): 423-429.

Zhang, Z. y Kroll, C. (2007). The baseflow correlation method with multiple gauged sites. Journal of Hydrology, 347: 371-380.

APÉNDICE A: MÉTODOS DE CUANTIFICACIÓN DE LAS RELACIONES AGUA SUPERFICIAL – AGUA SUBTERRÁNEA

1. Estimación cuantitativa del flujo a partir del agua subterránea

1.1. Ley de Darcy

Este método clásico de análisis de flujo se aplica al agua subterránea. Los otros métodos que se proponen en este trabajo para establecer las relaciones agua superficial – subterránea se basan en el estudio desde el punto de vista del agua superficial (y son los que más se adaptan a los objetivos de este proyecto puesto que la finalidad es definir las aportaciones del agua subterránea al caudal de mantenimiento).

Según la ley de Darcy, cuando un río y un acuífero están hidráulicamente conectados hay una interacción que es proporcional a la diferencia de altura entre la lámina de agua y el nivel piezométrico y a la conductividad hidráulica. Conocer estos tres parámetros permitirá establecer las interacciones en una zona de flujo difuso. Normalmente no se dispone de estos valores a lo largo de todo el río y es más preciso recurrir al estudio desde el análisis del agua superficial (capítulos 3 a 9)

1.2. Estudio hidrogeológico regional: relación exponencial.

Asumir que la relación entre el caudal y la diferencia de alturas es de tipo lineal es demasiado simplista en muchos casos (Rushton y Tomlinson, 1979) puesto que el caudal de base total durante la recesión del caudal de tormenta es independiente de la conductividad hidráulica del lecho del río. También, la aportación subterránea real durante épocas de elevada recarga es menor a la que resultaría de aplicar Darcy puesto que hay un aumento de resistencia al paso de agua cuando el volumen de la recarga aumenta. De esta manera, Rushton y Tomlinson proponen realizar un estudio hidrogeológico regional y aplicar una ecuación exponencial que permita un rápido aumento en el caudal

a pequeñas diferencias de altura. Cuando el río y el acuífero están desconectados, la magnitud de la infiltración depende de muchos factores (propiedades hidráulicas, volumen de agua almacenada en la zona no saturada, perímetro mojado, características físicas del cauce…) Cuando la profundidad del nivel freático por debajo del canal dobla la altura de la lámina de agua se puede asimilar la infiltración a la de un acuífero infinitamente profundo (Bouwer y Maddock, 1997). Las propiedades hidráulicas del lecho de un cauce o lago son difíciles de medir directamente y esta limitación dificulta la aplicación de este método.

1.3. Estudio hidrogeológico regional. Balances de agua.

De manera general, el caudal de base de una cuenca se puede igualar a la suma de los caudales de base de diferentes regiones de la cuenca y en cada una de estas subcuencas se puede aplicar un balance de agua (Birtles, 1978). Con estos datos se puede definir la recarga y ajustarla con los datos de caudal mediante algoritmos específicos (ver capítulos siguientes).

Se recomienda partir, en todos los casos, de esta aproximación por sectores puesto que todos los métodos de estudio deben aplicarse a sectores donde se pueda cerrar un balance de agua. Esta será como consecuencia, la primera observación en todos los estudios de estimación de las aportaciones subterráneas. En cuencas donde la presencia de flujos regionales no permita la delimitación de sectores con balance de agua cerrado se aplicarán métodos específicos de estudio que se incluyen en la última parte de este documento.

2. Análisis del caudal de base (hidrograma).

Los primeros en estudiar teorética y empíricamente los hidrogramas fueron Boussinesq (1904), Maillet (1905), y Horton (1933). Después se introdujeron modificaciones de la mano de Hall (1968), Nathan y McMahon (1990), Tallaksen (1995) y Smathtin (2001), entre otros. Los análisis de caudal de base sólo pueden aplicarse a ríos efluentes (ganadores) en cambio, los análisis de frecuencia son aplicables para condiciones perdedoras. Se obtiene información respecto los cambios temporales de caudal pero no se conoce la distribución espacial de las entradas al río desde el agua subterránea. No se puede aplicar a ríos muy regulados o con importantes extracciones o diversiones o aquellos que tienen masas de agua asociadas tipo humedales o lagos. Es importante reconocer los casos en que agua almacenada en lagos, humedales, cavernas cársticas, nieve, o márgenes del río contribuyen al caudal de base puesto que entonces el método no es aplicable. También, cuando hay evaporaciones o evapotranspiraciones importantes por parte de la vegetación de ribera el método tiene limitada aplicabilidad. Otra complicación es que el uso del agua subterránea o ciertas actividades de gestión pueden afectar notoriamente el régimen del caudal de base. Puesto que muchos ríos tienen caudales modificados debido a actividades antrópicas (regulaciones como presas o embalses, extracción de agua del río, extracciones de agua subterránea de manera intensiva, aportaciones al río des de depuradoras o vertidos industriales, retornos de riego, canales de riego, cambios en el uso del suelo…) es recomendable siempre realizar primero un balance de agua para evaluar la importancia del caudal de base, tal y como se ha indicado, y utilizar datos como niveles piezométricos o hidroquimismo. La situación idónea para la aplicación de este método son ríos ganadores, relacionados con un acuífero no confinado somero que se recarga según procesos estacionales y que presenta un nivel piezométrico superior al nivel del río. Las principales ventajas de este método son que se dispone de datos de series de caudales de muchos ríos y que permite evaluar la variación de la aportación subterránea a lo largo del tiempo. Los principales problemas son que no es aplicable en todas las situaciones, sólo para ríos

ganadores de cuencas poco alteradas antrópicamente y que se obtiene una distribución temporal pero se desconoce la distribución espacial de las aportaciones al caudal del río.

A continuación se describen diferentes técnicas para realizar este análisis del caudal de base del hidrograma.

2.1. Separación del hidrograma

Para realizar la separación de los componentes que configuran el hidrograma se necesitan datos de estaciones de aforamiento. Este método no es aplicable cuando hay drenaje des del margen del río ni cuando hay deshielo o aportaciones de lagos o zonas húmedas ya que entonces no se puede igual el caudal de base al agua subterránea. De todas maneras, tal y como se indica algunos métodos pueden tener en cuenta el retraso debido al bank storage (Kalbus *et al.,* 2006).

2.1.1. Método gráfico

Asume que el caudal que circula entre dos episodios de precipitación (por lo tanto, cuando no hay aportaciones directas por lluvia) es igual al caudal de base. Las aproximaciones gráficas que intentan interpretar los aumentos de cabal no cuentan con una base física. En general, todos los métodos gráficos son fáciles pero simplistas y subjetivos, no son automáticos y son difíciles de aplicar cuando el hidrograma es complejo (por ejemplo sobreposición de eventos). No es aplicable para largos periodos, sólo en eventos concretos (Samkhtin, 2001).

Las aproximaciones gráficas se pueden realizar mediante diferentes técnicas específicas:

2.1.1.1. Descarga constante.

Se supone que el caudal de base es constante durante una tormenta (Linsley *et al.,* 1958). El valor mínimo de caudal anterior a un aumento se asume como constante.

2.1.1.2. Relación empírica

Se utiliza para estimar el punto del hidrograma en el que acaba el flujo directo ($D=0.827A^{0.2}$, siendo A el área de la cuenca, D, los días entre la cresta y el final del flujo directo y el 0.2 variable según la cuenca)

2.1.1.3. Pendiente constante.

Conecta el inicio del aumento del hidrograma con el punto de inflexión del segmento de recesión. Se asume por tanto, una respuesta instantánea del caudal de base a una tormenta.

2.1.1.4. Método de concavidad.

Pretende representar el descenso inicial que se ha asumido en el caudal de base en el ascenso del hidrograma mediante la proyección de la tendencia al declive (antes de la precipitación) hacia debajo de la cresta más alta. Este mínimo se conecta con el punto de inflexión del segmento de recesión para modelizar el retardo del aumento en el caudal de base.

2.1.1.5. Método Frohlich.

Utiliza las tendencias de los segmentos de decrecimiento, antes y después del hidrograma de una tormenta, para situar los límites de la componente de base (Frohlich *et al.,* 1994).

2.1.1.6. Método de Boussinesq.

Mediante este método se define el punto en la zona de descenso donde el caudal total se iguala al caudal de base (Szilagyi y Parlange, 1998)

2.1.2. Método con filtros digitales (algoritmos).

Normalmente estos métodos de separación del hidrograma mediante algoritmos se aplican a largos periodos de tiempo y consecuentemente forman parte de las técnicas de separación continuas. Se utilizan para obtener series de tiempo de parámetros del caudal del río y permiten caracterizar el comportamiento del caudal de base en la cuenca a largo plazo.

Es más objetivo que un método gráfico y más fácil y rápido de implementar, si bien en algunos casos carecen de representividad hidrológica. Se obtiene un índice de una manera automática que se puede relacionar con la respuesta del caudal de base de una cuenca (Nathan y McMahon, 1990). Normalmente el índice que se genera es el *índice del cuadal de base (BI)* el cual representa la relación, a largo plazo, entre el caudal de base y el caudal total. También se puede calcular el *volumen medio anual* del caudal de base y la *media diaria* correspondiente (Smakhtin, 2001). Los resultados son muy sensibles al parámetro de filtro (Brodie y Hostetler, 2005) y necesitan calibración antes de validar los resultados. Normalmente utilizan datos diarios. El necesario proceso de calibración puede enmascarar las características derivadas de la fisiografía de la cuenca. Los filtros se calibran hasta reproducir el caudal del río y obtener el caudal de base lo que significa que las constantes se van ajustando hasta obtener como resultado la observación real. Conceptualmente el método se basa en definir un filtro digital matemático bien al tiempo bien a la frecuencia y se aplica a las series de caudal. Los más típicos son los que utilizan el tiempo para filtrar el caudal y separar la componente del caudal de base. (Lynn, 1989; Nathan y McMahon, 1990;Arnold *et al*., 1995; Spongberg, 2000; Chapman, 1991; Boughton, 1993; Sloto y Crouse, 1996). Estos filtros pueden realizarse en dos direcciones (a favor y en contra del tiempo) o sólo en una si bien los que se basan en un filtro en ambas direcciones reproducen mejor los resultados. Estos filtros en algunos casos no son consistentes con los periodos de recesión. Hay un segundo tipo de filtros que en lugar de basarse en el tiempo utilizan el dominio de frecuencia para separar los componentes del caudal (Hino y Hasebe, 1981).

2.1.2.1. Método del mínimo suavizado

Este algoritmo, *smoothed minima technique* (FREND, 1989), utiliza el valor mínimo de periodos de 5 días no superpuestos a partir del análisis del hidrograma. El hidrograma del caudal de base se genera conectado los subpuntos seleccionados de estas series de mínimos (Sloto y Crouse, 1996).

2.1.2.2. Método del mínimo local.

Sirve para separar los componentes del hidrograma y es una variación del método de mínimos suavizados. Es usado por los códigos WHAT y HYSEP -Sloto y Crouse, 1996-). Se basa en datos diarios de caudal. Un dato de caudal se considera un mínimo local si es el caudal mínimo de una mitad del intervalo menos un día (0,5(2N-1) antes y después de la fecha considerada. Los valores de caudal de base para los días situados entre los mínimos locales se estiman mediante interpolaciones lineares, los puntos más bajos del hidrograma se conectan con líneas rectas y los valores por encima de estas rectas se considera que ya no corresponden sólo al caudal de base.

2.1.2.3. Método del intervalo fijo.

Discretiza los datos del hidrograma en incrementos de tiempo fijo (Pettyjohn y Henning, 1979). La magnitud del intervalo de tiempo se usa para calcular (a partir de doblarlo) la duración del flujo rápido o directo calculado empíricamente. La componente del caudal de base de cada intervalo de tiempo corresponde al dato mínimo de caudal del incremento. Es utilizado por el código de computación HYSEP (Sloto y Crouse, 1996) el cual requiere datos diarios.

2.1.2.4. Método del intervalo variable.

Asigna un caudal de base a cada dato diario del hidrograma basándose en el caudal menor de un periodo fijo de tiempo antes y después del punto en cuestión (pettyjohn y Henning, 1979). El código HYSEP (Sloto y Crouse, 1996) permite utilizar esta técnica de cálculo.

2.1.2.5. Método de partición del caudal.

Utiliza datos diarios de precipitación y caudal (Shirmohammadi *et al.,* 1984). El caudal de base se iguala al caudal total de un día determinado si la precipitación en ese día y durante un número de días previos es menor a un valor de precipitación umbral predefinido. Se realiza un interpretación lineal para separa la componente rápida directa durante los episodios de precipitación.

2.1.2.6. Filtro repetitivo digital clásico

El filtro clásico, de 1 sólo parámetro (Nathan y McMahon, 1990; Eckhardt, 2005) trabaja con datos diarios de caudal para separar las señales de baja y alta frecuencia en el caudal los cuales se relacionan con el caudal de base y el caudal de origen superficial. Hay diferentes tipos de filtros repetitivos digitales (*recursive-digital*) según los parámetros que incluyan. En general son aplicables durante episodios de tormentas. Son fáciles de aplicar, rápidos, reproducibles y consistentes. No siempre tienen base hidrológica, a veces usan límites arbitrarios para que el caudal de base no supere a la escorrentía o se vuelva negativo. A continuación se detallan otros filtros repetitivos digitales de uno o más parámetros.

2.1.2.7. Método Chapman y Maxwell

Este método descrito por Chapman y Maxwell (1996) es de 1 sólo parámetro. Es una modificación del filtro clásico, basado en el tiempo que, permite reproducir también los periodos de recesión. Aplica la media ponderada entre la escorrentía directa y el caudal de base al tiempo precedente. Introduce un significado físico, y se aplica en dos direcciones (en contra y a favor del tiempo). Tiene menos flexibilidad que el método Boughton, de dos parámetros y es menos consistente. Este algoritmo impide que el caudal sobrepase el caudal observado. No es aplicable en cuencas de grandes dimensiones.

2.1.2.8. Filtro Lyne & Hollick

Este algoritmo, del 1979, utiliza un solo parámetro. Estima un flujo superficial y uno de subterráneo constante cuando no hay escorrentía directa. Es utilizado por el código de simulación WHAT.

2.1.2.9. Filtro Eckhardt

Igual que el método anterior, es de un solo parámetro y es utilizado por el código WHAT. El Filtro Eckhardt (2001) distingue escorrentía perenne y efímera con acuíferos en medios porosos y fracturados. Es una aproximación razonable. Se obtienen resultados consistentes y rápidos. No puede considerar deshielo ni embalses o almacenamientos superficiales temporales.

2.1.2.10. Filtro Boughton

El filtro Boughton (1988) es del tipo del tipo repetitivo digital (como el filtro Chapman y Maxwell) y simplifica el filtro de Chapman. Se aplica a datos medios diarios de caudal. Es uno de los que da mejores resultados (Furey y Gupta, 2001). Este método es un algoritmo con dos parámetros hecho que le permite disponer de una mayor flexibilidad y si bien es el más satisfactorio (Chapman, 1999) tiene el problema que la selección de parámetros es subjetiva. Este filtro incluye un aumento del caudal de base a cada paso de tiempo tanbto a ritmo constante como variable a una fracción de la escorrentía. Es el algoritmo que se utiliza en el modelo AWBM.

2.1.2.11. Filtro de Hino y Hasebe.

Realiza el filtro de caudales usando la frecuencia. No tiene sentido fisiográfico si bien da resultados realísticos en muchos casos usando medias horarias de caudal.

2.1.2.12. Método Smakhting

Método continuo para estimar series mensuales de caudal de base a partir de datos mensuales. El algoritmo se ha desarrollado ajustando un método para estimar caudales diarios. El método de partida ha sido el de Nathan y McMahon que usa un filtro repetitivo digital donde se separan las señales de alta y baja frecuencia en el caudal.

2.1.2.13. Algoritmo físicamente estandarizado

Este se utiliza para un único dato de caudal durante una situación de caudal mínimo (esta medida está centrada en el periodo de caudal de base).

2.1.2.14. Algoritmo IHACRES

Este algoritmo de Jakeman y Hornberger, 1993, incluye tres parámetros pero se considera menos flexible que uno de dos parámetros y se obtienen modelos con picos abruptos no reales. Es de tipo repetitivo digital.

2.1.2.15. Filtro de Furey y Gupta.

Está basado en la fisiografía de la cuenca. Este filtro para separar el caudal de base del caudal total del río procede de la ecuación del balance de masas aplicada a la vertiente de una colina y por lo tanto interpreta físicamente el aumento y recesión del caudal (la mayoría de filtros sólo pueden interpretar uno de estos dos procesos). Esta basado en la teoría de la fisiografía estadística para bajos caudales. Para esto es necesario definir acuradamente 4 parámetros físicos tres de los cuales se estiman con datos reprecipitación y de caudal total. Este filtro a diferencia de los demás no asume que el caudal de base es el componente del caudal de bajo frecuencia. El filtro se aplica sin calibración. La debilidad del método viene provocada por la relación entre el caudal de base y el caudal total el cual se considera constante. Como consecuencia acostumbra a dar una sobreestimación del valor real en los picos del hidrograma, cuando hay precipitación. No es aplicable a periodos cortos de tiempo, es bueno para periodos largos. Forma parte de los filtros tipo repetitivo digital.

2.1.3. Estudio con trazadores ambientales.

Se pueden separar los componentes del hidrograma e identificar el caudal de base usando isótopos ambientales (relacionados con eventos de precipitación), componentes hidroquímicos mayoritarios, minoritarios y traza conservativos normalmente a través de modelos de mezcla o diagramas de componentes extremos con balances de masas. Los mejores resultados se obtienen en combinar diferentes trazadores. Es necesario que los diferentes componentes tengan diferencias hidroquímicas y/o isotópicas notables (Kalbus *et al*., 2006). Estos métodos tienen una base física que representa los procesos.

2.1.4. Estudio con trazadores de temperatura.

Se basan en el hecho que los diferentes componentes tienen temperaturas claramente diferenciables (la subterránea es más constante que la superficial y por los tanto los tramos con temperaturas más constantes tienen aportaciones subterráneas)

2.2. Incremento del flujo entre dos puntos.

Sólo es aplicable en condiciones de bajo caudal o caudal mínimo, sin escorrentía superficial ya que se asume que todo el incremento del caudal procede del agua subterránea. Se pueden también hacer aforos de velocidad o de dilución de trazadores o combinar ambos datos para estimar las aportaciones subterráneas

3. Análisis de recesión

3.1. Recesión de la curva del hidrograma

La curva de recesión es la parte de la curva justo después de la cresta del hidrograma y el periodo de recesión dura hasta que el hidrograma vuelve a aumentar. Representa la disminución del caudal durante periodos secos o después de episodios de precipitación importantes. Según Linsley et al., 1958, el punto de inflexión en el descenso de recesión del hidrograma marca el momento en que la escorrentía superficial deja de aportar agua al caudal del río. A partir de este punto el caudal de puede igualar a interflow+baseflow. La pendiente de la curve disminuye cuando el caudal de base acontece dominante. Consecuentemente, la integración de la curva es una estimación aproximativa del valor del caudal de base. Se pueden escoger segmentos de recesión en el hidrograma y analizarlos individual o conjuntamente. La forma de la curva depende de la geología y de la distancia al límite de la cuenca. Cada componente (agua subterránea, overland y interflow) tienen ritmos de recesión característicos aunque pueden ser muy similares. La mayor dificultad en modelar las recesiones del caudal hay que relacionarlas no con la linealidad del modelo sino con la variación de los valores en los tiempos entre diferentes episodios debido también a las variaciones espaciales del almacenaje de agua subterránea.

3.1.1. Método de cálculo de la constante de recesión.

La recesión del caudal de base se puede describir matemáticamente con diferentes ecuaciones (Toebes y Strang, 1964; FREND, 1989;Clausen, 1992; Wittenberg, 1994; Griffiths y Clausen, 1997). Normalmente cada segmento de la recesión se considera como una función clásica de desintegración exponencial donde el término e^{-a} se puede reemplazar por k y denominarlo constante de recesión. Ésta se estima a partir de la pendiente de recesión master que suele ser la envolvente de varias curvas de recesión individuales. No obstante, los métodos para estimar la constante de recesión acostumbran a ser subjetivos (sobre todo para evaluar la duración) y la curva de recesión

máster no siempre representa adecuadamente los flujos de recesión (Jones y McGilchrist, 1978). Las constantes de recesión elevadas son indicativas de caudales de base importantes.

3.1.1.1. Método de correlación para la construcción de la curva de recesión master

Este método gráfico ha sido aplicado por diferentes autores (Knisel, 1963, Hall, 1968; Brutsaert y Neiber, 1977; Beran y Gustard, 1977, Institute of Hydrology, 1980; Frend, 1989). Se basa en comparar en un gráfico normal la curva del flujo actual frente la de n días anteriores (por ejemplo dos días atrás) para cada una de las curvas de recesión evidentes de duración superior a N días. La pendiente de la envolvente del sector con más densidad de curvas (curva de recesión máster) permitirá estimar la constante de recesión siempre y cuando se disponga de periodos de recesión suficientemente largos. El valor de n suele ser de entre 1 y 5 días. Este método es utilizado por el programa RECESS.

3.1.1.2. Método de matching strip

Sirve también para construir la curva de recesión máster en base a la sobreposición de distintas curvas de recesión. Las curvas se ordenan según un orden creciente del valor del caudal mínimo y se ajustan horizontalmente para disponer de una secuencia de sobreposición. La envolvente de esta secuencia se corresponde con la curva de recesión máster y la constante se deriva también de su pendiente.

3.1.1.3. Método de tabulación

Se aplica cuando se utilizan datos de diferentes curvas de recesión para establecer la curva máster y cuando se conoce el caudal medio del periodo de estudio del hidrograma (Johnson y Dils, 1956). Entonces se tabulan los periodos de recesión y se organizan de manera que se pueda calcular el caudal de cada paso de tiempo. Se realiza mediante modelización o computacionalmente (Bougthon, 1995) o mediante cálculos analíticos (Singh, 1989).

3.1.2. Aproximación estadística basada en un análisis de covarianza

3.1.2.1. REC50

Se basa en el cálculo de la relación de recesión media REC 50. Suple la constante de recesión. Es la relación entre el flujo actual y uno anterior para cada día y se construye un diagrama de frecuencia acumulativa para estimar el índice de la relación de recesión media (REC50) (Smatkhtin, 2001). Cuanto más elevado sea este valor, más eficiente es el almacenaje a largo plazo y más se acerca a la relación entre la entrada al almacenaje y la salida al caudal de base. Este método de relación de recesión se puede utilizar también para evaluar la calidad de las series de flujo simuladas mediante modelos diarios de precipitación-escorrentía.

3.1.2.2. Periodo de la mitad del flujo

Es el tiempo necesario para reducir el caudal de base a la mitad (Martin, 1973). Puede variar entre 7 y 150 días. Se considera que su representividad aumenta en ríos con recesiones lentas y tiene más significado físico que la constante de recesión y que REC50 (Nathan y McMahon, 1990).

3.2. Análisis de recesión a partir de la relación almacenaje-salida (hidrograma)

Se aplica periodos sin recarga. Como se ha dicho, hay diferentes métodos y ecuaciones para describir la recesión del caudal de base. El método más clásico es considerar que se comporta según una ecuación exponencial y su integración es indicativa del reservorio que está aportando agua al río. El caudal de base queda entonces representado gráficamente mediante una línea en un diagrama semilogarítmico. Se denomina “modelo lineal de almacenaje-salida”

3.2.1. Modelo lineal de almacenaje-salida. Método gráfico.

Esta función de la recesión del caudal de base deriva de la ecuación del modelo de desintegración exponencial, la integración de la cual permite obtener una estimación del almacenaje en el reservorio. El caudal de base, según esta ecuación, se representa mediante una línea recta en el hidrograma representado en escala semilogarítmica. No obstante, en muchos casos, en realizar este gráfico se obtiene una curva aunque se trate de caudal de base. Esto es porque a relación entre el almacenaje y la salida de agua de un acuífero acostumbra a ser linear en un acuífero confinado y cuadrática o no lineal para un acuífero no confinado. Puede relacionarse con el hecho de que otras masas de agua, diferentes al acuífero, pueden contribuir al caudal de base. Para periodos de recesión de hasta 10 días el modelo lineal es una buena aproximación que es el caso más común pero si se realizan las estimaciones a partir del análisis del hidrograma en una tormenta el resultado es más sensitivo al tipo de relación. Según Van de Griend *et al.,* 2002, hay tres razones básicas por las que un acuífero no confinado no se comporta de manera lineal: 1) existencia de una más o menos continua disminución del nivel piezométrico (que conlleva una disminución del espesor efectivo del acuífero); 2) una disminución de la conductividad hidráulica en profundidad;3) durante largos periodos de sequía los tributarios pueden mantenerse secos de manera que todo el caudal de base emana en el río principal. No obstante, el comportamiento de la recesión puede variar en el tiempo y en el espacio. Esto se refleja en la obtención de diferentes formas en los segmentos de las curvas de recesión del hidrograma.

3.2.2. Métodos de aproximación de la no linealidad y variabilidad en la recesión

Los métodos de cálculo de la curva de recesión master también sirven para situaciones de no linealidad

3.2.2.1. Método gráfico de tres rectas

En el gráfico semilogarítmico se aproxima la curva de recesión a tres líneas rectas de pendiente diferente (Barnes, 1940). Los gradientes de estas tres

líneas se pueden asimilar a las constantes de recesión de los tres componentes principales del flujo. Este método es en gran medida subjetivo puesto que no es fácil dibujar las tres rectas a partir de un cambio gradual de curvatura en la recesión.

3.2.2.2. Método gráfico de relación de caudales

Se basa en representar en el diagrama semilogarítmica la relación entre caudales (actual y anterior) en lugar del caudal anterior. Similar al cálculo de la REC50.

3.2.2.3. Método gráfico doblelogarítmico.

Se representa el caudal y el tiempo (Hewlett y Hibbert, 1963). Cada cambio abrupto de pendiente se interpreta como una transición entre el flujo directo y el caudal de base

3.2.2.4. Método analítico de cálculo de promediar constantes de recesión.

Primero se aplica la función de recesión exponencial a cada uno de los segmentos del hidrograma y se calcula la constante de recesión para cada uno de ellos. Posteriormente se calcula el valor medio de estas constantes.

3.2.2.5. Análisis de la transformación Wavelet.

Sirve para separar la señal de baja frecuencia del caudal de base. Es la misma técnica que se aplica en el procesamiento de imágenes o en geofísica. A los diagramas de frecuencia versus tiempo se les denomina mapas wavelet o mapas mean-square wavelet y se utiliza para estimar las constantes de recesión (Sujono *et al*., 2004).

3.2.2.6. Método Meyboom.

Este método (Meyboom, 1961) utiliza los datos de caudal de dos o más años consecutivos como mínimo. Asume que el caudal de base está formado únicamente por agua subterránea de un acuífero no confinado. La recesión anual se interpreta como la lenta disminución del caudal durante el periodo

seco después de una fase de aumento del cabal durante la estación húmeda. Es una técnica estacional de partición del hidrograma. Identifica una componente importante del caudal que es la recarga y una tendencia de recesión, a gran escala, en un ciclo de 12 meses utilizando por tanto datos multianuales.

3.2.2.7. Método de desplazamiento de la curva de recesión (Rorabaugh)

Este método ha sido tratado por diferentes autores (Rorabaugh, 1964; Rutledge y Daniel, 1994; Rutledge, 1998). Asume que todo el caudal de base procede de un acuífero no confinado de espesor constante y propiedades hidráulicas homogéneas, y que el río penetra totalmente en el acuífero. Considera que la recarga total de agua subterránea durante un evento de precipitación es aproximadamente el doble del caudal potencial que puede aportar al río en un momento crítico (Tc) después del pico del hidrograma. Consecuentemente, el volumen total de recarga relacionado con una precipitación puede ser estimado a partir del hidrograma.

El modelo Rorabaugh (1964) es una técnica de separación del hidrograma basado en este método de desplazamiento de la curva de recesión. Estima la componente del caudal de base después de un episodio de recarga. Identifica múltiples eventos de recarga significantes en un ciclo mínimo de 12 meses. Se basa en el cambio en la potencial aportación total de agua subterránea después de cada episodio de recarga. Es aplicable a zonas de flujo de tipo difuso y recarga areal. Es válido cuando la mayor parte del agua subterránea de la cuenca descarga en el río y si se dispone de una estación de aforo. No funciona si hay regulaciones o derivaciones de origen antrópico en el río.

3.2.2.8. Modelos de almacenaje-salidas para casos complejos

Se trata de modelos (storage-outflow models) o combinaciones de ellos para ajustar las curvas de recesión. Tal y como se ha indicado cuando la relación entre la salida y el almacenaje es lineal se puede utilizar la ecuación exponencial clásica. A continuación se indican las ecuaciones que se pueden utilizar para simular aportaciones desde diferentes reservorios o para tener en

cuenta diferentes realidades hidrogeológicas (Brodie y Hostetler, 2005). Éstas pueden combinar-se para considerar diferentes casos al mismo tiempo.

3.2.2.8.1. Modelos de recesión linear para más de un reservorio.

Se trata de combinar dos modelos lineales para tener en cuenta diferentes tiempos de residencia en una cuenca pequeña (Moore, 1997)

3.2.2.8.2. Modelo de reservorio lineal

Aplicable a periodos cortos de tiempo y a todo tipo de acuíferos (Boussinesq, 1877; Maillet 1905). Linearización de la ecuación Depuit-Boussinesq.

3.2.2.8.3. Modelo exponencial doble de Horton.

Funciona con todo tipo de acuíferos (Horton, 1933). Se basa en una transformación del modelo de reservorio lineal.

3.2.2.8.4. Modelo exponencial doble de Coutagne

(Coutagne, 1948)

3.2.2.8.5. Modelo exponencial doble de Padilla

Para acuíferos cársticos. Hay un término (Qc) que representa el caudal desde un medio de baja transmisividad (Padilla et al., 1994)..

3.2.2.8.6. Modelo de almacenaje en los márgenes del río

Este método (Channel bank storage) fue desarrollado por Cooper y Rorabaugh, 1963, para acuíferos aluviales limitados. Se trata de una variante del reservorio lineal. También se utiliza para modelizar pérdidas por evapotranspiración. Se asume que la conductividad hidráulica disminuye con la profundidad.

3.2.2.8.7. Modelo de reservorio exponencial.

Para flujo a través del suelo (hipodérmico), con las mismas suposiciones que el anterior

3.2.2.8.8. Modelo de reservorio power-law

Para manantiales y acuíferos no confinados (p=-2) (Hall, 1968; Brutsaert y Nieber, 1977).

3.2.2.8.9. Modelo de reservorio Depuit-Boussinesq

Para acuíferos someros no confinados (variante del modelo precedente) (Boussinesq, 1904).

3.2.2.8.10. Modelo de almacenaje en depresiones.

(Griffiths y Clausen, 1997). Se aplica a depresiones como lagos, humedales y flujos superficiales.

3.2.2.8.11. Modelo de dos reservorios lineales en paralelo y en serie

Para acuíferos independientes (Barnes, 1939).

3.2.2.8.12. Modelo de almacenaje en cuevas

Para zonas cársticas con cuevas y cavernas (Griffiths y Clausen, 1997).

3.2.2.8.13. Modelo de almacenaje hiperbólico

Aplicables a lagos y zonas de deshielo (Toebes y Strang, 1964).

3.2.2.8.14. Modelo de reservorio constante.

Se aplica a caudales constantes durante un periodo finito de tiempo. Aplicable a nieves permanentes y grandes acuíferos.

3.2.3. Índice de recesión.

Otro parámetro utilizado es el índice de recesión que es el tiempo que necesita el caudal de base para receser un ciclo en escala logarítmica. Se han desarrollado métodos gráficos basados en la ecuación exponencial de recesión para estimar caudales de base mensuales y diarios.

4. Análisis de frecuencia.

Estos métodos utilizan la relación entre la magnitud y la frecuencia de determinados caudales. Permiten ver cuando un río es influyente (perdedor) y realizar el cálculo. Se construye la curva de duración del flujo (FDC) la cual muestra el porcentaje del tiempo durante el cual se iguala o supera un determinado caudal. Esta curva puede construirse con datos diarios, mensuales o anuales y se puede aplicar a toda la serie de datos, a una parte o periodo concreto, o a periodos fijos intercalados. Se ordenan los datos de caudal de manera decreciente. A cada dato/medida se le asigna un factor correspondiendo 1 al caudal máximo y un factor n al caudal mínimo recogido el día n. Entonces se define la probabilidad de que un flujo se iguale o supere. El resultado normalmente se presenta en un gráfico semilogarítmico. La curva FDC da información sobre el caudal de base: Se caracteriza la forma de la curva y se extraen índices de caudal de base. Estos índices están muy correlacionados entre ellos y hay pocos trabajos que los relacionen con procesos de agua subterráneas puesto que los resultados se basan más en un análisis estadístico. El flujo mediano Q50 es el caudal igualado superado en un 50% del tiempo. La parte de la curva que fluye debajo del Q50 representa las condiciones de bajo caudal y si esta parte presenta una pendiente baja se supone que el caudal de base es importante. Otros índices que se utilizan son:

- La relación entre los caudales que se superan el 90% del tiempo y los que superan en un 50% (Q90/Q50). Esta relación concretamente se puede utilizar para indicar el porcentaje de caudal que procede del almacenaje subterráneo (Nathan y McMahon, 1990).
- Caudales de uno o varios días que se superan a ciertos porcentajes de tiempo (75%, 90 o 95%), por ejemplo Q75(2), Q75(7), Q90(15).
- El porcentaje de días con caudal cero.
- El periodo más largo de días sin caudal (Smakhtin, 2001)

También se puede utilizar la curva de frecuencia de caudales bajos generada con series de flujos mínimos anuales. Muestra la proporción de años en que se supera un caudal bajo. Esto permite obtener el periodo de repetición que es el intervalo medio (en años) que el caudal se encuentra por debajo de un

valor y se puede utilizar como indicativo de un caudal de base. En este caso también se pueden utilizar varios índices:

- Cuando la pendiente de esta curva sea elevada se indicará una mayor variabilidad de los flujos mínimos.
- Interrupciones en la curva próximas al valor de la moda se pueden interpretar como un caudal formado exclusivamente por caudal de base
- La media de los caudales más bajos de una serie de días consecutivos de intervalos prefijados
- La media de series anuales de flujos medios mínimos de 7 días
- Índices de flujos mínimos estacionales (por ejemplo medias de 30 días en verano)

5. Método con trazadores

Estos métodos son útiles en zonas donde el caudal del río esté muy alterado por actividades o actuaciones antrópicas como centrales hidroeléctricas. En muchos casos, se utilizan para corroborar o descartar información obtenida por métodos más tradicionales. Es necesario poder caracterizar con los trazadores los aportes al caudal del río y éstos tienen que ser significativamente diferentes. Por ejemplo el agua del río y de los acuíferos de cabecera tiene que ser hidroquímica o isotópicamente diferenciada de la de los acuíferos. El uso combinado de varios trazadores puede permitir identificar diferentes grupos o aportes de agua no considerados o identificados a priori.

5.1. Hidroquímica.

Si las aguas subterráneas son ricas en un determinado elemento o compuesto pueden trazarse los aportes de la misma, por ejemplo los cloruros o los sulfatos. También pede utilizarse la fácies hidroquímica puesto que es indicativa de unas determinadas reacciones en un medio y procesos. Hay que tener en cuenta que el hidroquimismo del caudal varía estacionalmente y durante un episodio concreto de tormenta o avenida.

5.2. Isótopos.

Se pueden utilizar los isótopos estables del agua, δ18O y δD, u otros isótopos ambientales como el ^{222}Rn. El δ^{18}O puede utilizarse como trazador de la altura de recarga del agua. También, las variaciones estacionales de los isótopos en pozos pueden indicar aportaciones des de el río. El Radon se está utilizando en muchos estudios para identificar aportaciones subterráneas al río (Ellins *et al*., 1990; Cook *et al.,* 2003) y también se ha utilizado para identificar la infiltración hacia los acuíferos aluviales (Bourg y Bertin, 1994). Normalmente, la presencia de picos de concentraciones elevadas de radón son indicativos de la presencia de aguas subterráneas. De todas maneras las actividades elevadas de Rn hay que relacionarlas con rocas graníticas o metamórficas (de grado elevado) o basálticas con concentraciones importantes de minerales tales como el apatito, el zircón y la allanita. En éstos estudios es

importante tener en cuenta una posible producción de Rn en los sedimentos de la zona no saturada

5.3. Variaciones de temperatura.

La temperatura del caudal de un río viene regulada por la sobreposición de variaciones estacionales a las variaciones diurnas y semanales. En el caso que el caudal esté regulado por presas hidroeléctricas las cuales provoquen avenidas, la temperatura del agua se desviará de los patrones esperables.

5.4. Modelos de mezcla

Se basan en identificar los componentes del caudal usando trazadores ambientales. Se pueden utilizar modelos de dos componentes donde se supone qué solo hay caudal de base o agua subterránea y agua nueva relacionada con un evento determinado. Cuando no hay flujos regionales el modelo con dos componentes da resultados normalmente satisfactorios (McNamara *et al.,* 1997). Las señales de los trazadores deben ser conservativas, que no cambien durante un evento. Para realizar el modelo de mezclas es necesario identificar y caracterizar primero los miembros extremos del modelo.

6. Método de estudio de las temperaturas del lecho del río

Este método calcula la aportación de agua subterránea a través del lecho del río, tanto a escala de río como de torrente, utilizando datos de distribución en planta de la temperatura del lecho del río a una profundidad constante (0.2 m) (Conant Jr., 2004). Es un método relativamente económico, rápido, preciso y robusto. Este método está bien descrito en Stonestrom y Constanz (2003) y en Anderson (2005). Como todos los métodos que utilizan la temperatura, se basa en los contrastes de temperatura y en el hecho que la distribución horizontal y vertical de la temperatura en el lecho del río resulta del transporte advectivo de calor del flujo de agua. Las aguas superficiales presentan rangos de temperaturas más amplios y variables que las aguas a profundidades superiores a 5-10 metros. Usando la ley de Darcy se establece una relación empírica entre la temperatura y la magnitud de los flujos. En este caso no es necesario disponer de series de tiempo ni de medidas a diferentes profundidades puesto a que a la profundidad de registro se considera que la temperatura no está influenciada por las variaciones diurnas. Esto simplifica el proceso. Se utiliza la solución analítica de Turcotte y Schubert (1982) para una ecuación de transporte de calor advectivo-difusivo en stady state y una dimensión.

7. Métodos precipitación-escorrentía

Se trata de de modelos basados en representaciones conceptuales de los procesos físicos del flujo de agua que tienen lugar en toda la cuenca. Este tipo de modelos permiten simular el ciclo hidrológico natural en cualquier punto del territorio a partir de datos meteorológicos, de las características físicas de las cuencas y de los datos de las estaciones de aforo. Puesto que simulan el ciclo hidrológico también proporcionan información sobre recarga al acuífero, separación de la aportación total en superficie y subterránea, salidas subterráneas a mar… El proceso que relaciona la precipitación y el caudal de un río no es lineal y está regido por un número finito de leyes físicas las cuales están sometidas a muchas variabilidades locales. Inicialmente, los dos métodos clásicos de predicción se basaban bien en el análisis de la unidad del hidrograma para predecir la distribución en el tiempo de una avenida, bien en la técnica gráfica coaxial para predecir los volúmenes (estableciendo relaciones empíricas con otras avenidas) pero ninguno de los dos depende de leyes físicas de evaporación, contenido de humedad, movimiento de flujos….De esta manera no era posible identificar el caudal de base en un sentido físico si bien es demostrado que la simulación del caudal del río requiere basarse en la modelización de procesos físicos reales (Nash y Sutcliffe, 1970). Los modelos de precipitación-escorrentía tienen en cuenta las variables fisiográficas y aunque incluyan muchos parámetros comportando posibles largas calibraciones, permiten separar bien tres componentes en el caudal y además permiten tener en cuenta la nieve. De éstos, los modelos más complejos y más conceptualmente correctos son los modelos distribuidos ”con base física”. Estos permiten considerar tanto la variabilidad espacial de las variables como de los parámetros hidrológicos (por ejemplo, el programa Mike-she, el cual se plantea bajo bases teóricas). Estos suelen ser aplicables a grandes cuencas y entonces se recomienda plantear modelos distribuidos con formulaciones de balance que permitan dar las estimaciones de cada uno de los procesos. En los modelos distribuidos, en general, los algoritmos del modelo representan procesos hidrológicos y flujos en una cuenca aunque siempre hay algún parámetro basado en relaciones empíricas que requiere

cierto ajuste y también puede haber parámetros que no pueden tener en cuenta la heterogeneidad o distribución espacial en la cuenca. Normalmente estos parámetros se pueden obtener de mesuras directas en los ríos, de datos de laboratorio o de estudios en cuencas fisiográficamente similares. La disponibilidad de información y el grado de conocimiento de una cuenca son claves para poder predecir con fiabilidad el comportamiento de un río. Por otro lado, los modelos agregados se basan en parámetros empíricos agregados y tienen una interpretación física más complicada y un rango de variaciones más elevado. De todas maneras los modelos con base física permiten hacer predicciones razonables puesto que las características de una cuenca, a pequeña escala, tienen poca variabilidad y que siempre hay que hacer asunciones para representar un sistema hidrológico, siempre y cuando en cuando se utilicen valores efectivos en los parámetros en lugar de valores supuestos a priori o valores medidos. Estos valores efectivos permiten tener en cuenta procesos adicionales que un modelo no puede incluir. Entonces, en estos casos, los parámetros de estos modelos en general no se pueden medir en el campo y algunos cabe estimarlos a partir de relaciones generales de las características de la cuenca y por lo tanto requieren procesos de calibración, los valores se obtiene después ajustar mediante pruebas iterativas de simulación y ajuste. Por ejemplo, se pueden utilizar episodios concretos de precipitación de los que se hayan recogido series de datos de caudal. De esta manera los modelos con base física pueden diferir de los modelos conceptuales. Los análisis de sensibilidad de los modelos con base física pueden utilizarse para verificar las hipótesis físicas de una cuenca y los mecanismos de escorrentía en la misma. La cantidad de parámetros necesarios para describir la relación entre la precipitación y el caudal dependerá de cada cuenca pero en la mayoría de casos (en climas temperados) puede aproximarse con una relación lineal (esto no es aplicable en casos de caudal bajo, sequías o en tormentas) de dos componentes con cuatro parámetros (Jakeman y Hornberger, 1993). Hay diferentes algoritmos de optimización automática disponibles para ajustar los valores de estos parámetros (downhill simplex method, Powell's conjugate gradient method, SCE-UA, the genetic algoritm,…).

La típica estructura de un modelo de precipitación escorrentía es un sistema de reservorios ordenados en vertical que forman un modelo de cascada lineal. Los principales reservorios son la precipitación, la evapotranspiración, (y la intercepción), la escorrentía directa, la escorrentía en la zona no saturada (flujo hipodérmico o interflow), el caudal de base y el caudal del río. Esta estructura es la que presentan los modelos principales y más utilizados como son el HEC-HMS, MIKE-SHE, Sacramento (SAC-SMA), NASIM y HBV. Otros modelos más clásicos y simples son el Método racional (McPherson, 1969), Soil Conservation Service_curve Number Method (Maidment, 1993) o el método Green and Ampt (Green, 1911) los cuales se desarrollaron con el objetivo de predecir los picos del hidrograma y avenidas importantes y poor tanto se trataran someramente en este trabajo.

7.1. Método Racional

El método racional ha sido quizás uno de los métodos más utilizados para estudiar la escorrentía y especialmente para calcular el periodo de retorno de determinadas avenidas en cuencas pequeñas (hasta 4 km^2) si bien no es el más exacto. El método de análisis de hidrograma unitario también es bastante utilizado para este caso pero es especialmente útil para desarrollar la escorrentía del hidrograma tal y como ya se ha explicado.

El método racional es un método de diseño para relacionar la probabilidad de una precipitación en una cuenca pequeña con la probable escorrentía máxima a la salida de la cuenca. Es una aproximación simple de un proceso complejo y por tanto no puede utilizarse como una predicción precisa. Por ejemplo, no existen precipitaciones uniformes y el TOC no siempre coincide con el pico máximo del hidrograma ni el coeficiente de escorrentía es constante durante toda la tormenta

Este método no se puede utilizar en zonas donde no hay ríos activos ni cuando hay lagos o almacenes temporales superficiales de agua

7.2. Método Green y Ampt

El método de Green-Ampt (1911), extendido para su aplicación a fenómenos de lluvia natural por Mein y Larson (1973) y Chu (1978), es un método muy aplicado en hidrología para estimar la cantidad de agua que infiltra en el suelo y el exceso de agua que queda disponible en superficie para el fenómeno de escorrentía. Este método aporta sin embargo sólo información válida sobre el proceso superficial de infiltración (en la interfase suelo-atmósfera), pero no sobre el de redistribución, movimiento del agua en el interior del suelo al cesar la infiltración. La extensión del método de Green-Ampt con redistribución de humedad (GAR) propuesta por Ogden y Saghafian (1997) basado en Smith *et al*. (1993) plantea la posibilidad de simulación de procesos de infiltración en el suelo considerando múltiples estados de encharcamiento consecutivos correspondientes a diferentes periodos de lluvia.

7.3. Stormwater management Model (SWMM)

Este modelo es de tipo “black box”, empírico, y que no tiene en cuenta los procesos físicos de la cuenca. Se utilizaba para dimensionar los sistemas de drenaje urbanos en tormentas. Se basó en la formulación de Racional Method (Hubert, 1995).

7.4. Stormwater management Model 5 (SWMM5)

Este modelo es una evolución del anterior pero también se aplica sólo a entornos urbanos (Hubert *et al.,* 2006).

7.5. HEC (o HEC-1, HEC-HMS)

Hay diferentes versiones disponible elaboradas por la *US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center*. Se utiliza actualmente para la modelización de la respuesta del flujo a la precipitación y se diseñó inicialmente para simular el pico de avenida de un episodio individual. El modelo HEC-HMS (Hydrologic Engineering Centre – Hydrologic Modeling

System) es una continuación del modelo HEC-1 desarrollado por la armada de los Estados Unidos en los años 60 donde se ha mejorada notablemente la interfase gráfica para labores de pre y post proceso. Es freeware y está disponible en Internet (http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/download.html). Los modelos matemáticos que incluye son de diferente tipo y esto es importante conocerlo para poder escoger qué modelo del paquete es recomendable utilizar para una modelización en concreto (por ejemplo, es recomendable utilizar antes un modelo continuo para predicciones a largo plazo que uno basado en episodios concretos). Básicamente es un modelo agregado (parámetros constantes, no distribuidos) pero actualmente puede incorporar datos de precipitación distribuida. Este modelo cuenta con diferentes componentes para realizar diferentes estimaciones. Algunos son: modelos de escorrentía-volumen (incluye métodos como el SCS CN –soil conservation service curve number-, Green-Ampt o SMA-soil moisture accounting-); modelos de escorrentía directa (utiliza el método del hidrograma unitario o sus modificaciones como Clarks, Zinder o SCS). También se puede utilizar el método de la onda cinemática; modelos de caudal de base (el usuario puede escoger entre un modelo de reservorio lineal, de decrecimiento exponencial o de escorrentía constante); modelos de rutina (como el Muskingum-Cung, Lag, modelo de onda cinemática o sus modificaciones); también permite simular otros casos especiales de reservorio. Respecto las tipologías de estos modelos, la mayoría son del tipo evento y hay pocos de continuos (simulan episodios concretos de pocas horas a varios días). La mayoría de modelos que incluye son agregados (trabaja con promedios de las variaciones espaciales) excepto el modelo ModClark. Incluye tanto modelos empíricos como conceptuales, por ejemplo el modelo de hidrograma unitario de Zinder es empírico mientras que el de la escorrentía de onda cinemática es conceptual (se basa en los principios físicos del flujo de superficie). Todos los modelos son además determinísticos, no incluyen variaciones estadísticas. Incluye tanto modelos con parámetros estimados directa o indirectamente como modelos con parámetros ajustados (no medidos, se ajustan con los inputs y los outputs). Existe una extensión en ArcView, denominada HEC-GeoHMS que permite tener en cuenta ciertas características hidrológicas de la cuenca las

direcciones de flujo, las acumulaciones de flujo y la pendiente. Con HMS se puede hacer la calibración manual y automática de los parámetros y se realiza para los episodios de precipitación cortos. Funciona bien en cuencas de hasta 500 km^2.

7.6. Modelo Témez (SIMPA)

Es un modelo (Témez, 1977) de parámetros agregados que se utiliza para el cálculo de las aportaciones en régimen natural. Mediante la consideración de una serie de parámetros característicos y utilizando los datos de precipitación y escorrentía permite obtener los caudales de escorrentía superficial y la infiltración. Trabaja con datos mensuales.

Hay diferentes softwares que utilizan la formulación de Témez, como son el SIMGES y el SIMPA.

El modelo SIMPA es de tipo conceptual distribuido de simulación de aportaciones mensuales que simula los caudales medios mensuales en régimen natural en cualquier punto de la red hidrográfica de control y que compara los datos simulados con los históricos. Parte de una interpolación de las precipitaciones sobre la zona y calcula la evapotranspiración potencial (Thornthwaite). La conceptualización del ciclo hidrológico se realiza utilizando las fórmulas del modelo Témez. Reproduce los procesos esenciales de transporte de agua de las diferentes fases del ciclo hidrológico.

El proceso esta presidido por el principio de continuidad o conservación de la masa y regulado por leyes especificas de reparto y transferencia entre los distintos términos del balance. Considera el terreno dividido en dos zonas:

• La superior no saturada, o de humedad del suelo, en cuyos poros coexisten el agua y el aire

• La inferior o acuífero, que está saturada de agua, funcionando como un embalse subterráneo con desagüe a la red superficial de drenaje.

Como resultados se obtienen entonces los volúmenes de agua en el suelo y acuífero, el excedente e infiltración generadas y las descargas de los acuíferos.

Témez adapta para España el método del *US Soil Conservation Service* para calcular el coeficiente de escorrentía pero no es aplicable a regímenes nivales ni se recomienda (sin modificaciones) para cuencas inferiores a 75 km^2.

7.7. Streamflow Simulation and Reservoir Regulation (SSARR) model (USACE, 1987)

Este modelo se desarrolló para predecir los caudales de un río para obras hidráulicas

7.8. HSPF Hydrologic simulation program fortran

Se utiliza básicamente para modelizar procesos acontecidos en las agus superficiales y ecosistemas. En el capítulo 10 de dan más detalles (Donigan et al., 1995)

7.9. NASIM (Niederschlag-Abfluss Simulation Model)

Este modelo de precipitación-escorrentía, desarrollado por Hydrotec, es del tipo conceptual, determinístico, y semi-distribuido. Los componentes básicos que incluye son: generación de precipitación (permite diferenciar precipitación por lluvia y por nieve); distribución espacial de la precipitación (conversión de datos puntuales a areales); separación de los componentes de la escorrentía (intercepción, evapotranspiración, acumulación en depresiones, infiltración y percolación); concentración de la escorrentía (flujo en la zona saturada y no saturada asimilable al caudal de base y al flujo hipodérmico, mediante un modelo en cascada a través del perfil del suelo, lineal o no lineal); flujo en el canal del río (utilizando el método de ajuste de Kalinin-Miljukov). Para analizar los datos cuenta con varias extensiones en ArcView 3.x, entre ellas la que permite realizar una función tiempo-area de la cuenca y la que permite distribuir las características de la cuenca. También cuenta con extensiones para la interpretación de los resultados (Time-View). La calibración sólo

puede realizarse de tipo manual. Para ésta, registra el cambio máximo de cada uno de los parámetros.

7.10. Modelo Sacramento (Sacramento Soil Moisture accounting model (SAC-SMA)

Elaborado por el Nacional Weather Service River Forecast System (NWSRFS) (Burnash, 1995). Este modelo es el que utiliza el servicio meteorológico des estados unidos para generar predicciones del caudal de los ríos de cuencas con respuestas superiores a 12 horas. Antes de este servicio utilizaba los parámetros del Modelo de Stanford modificado. Es un modelo con base conceptual que incluye parámetros espacialmente constantes. Es un modelo de tipo agregado. Se aplica a cuencas de entre 250 y 4.000 km^2. Clásicamente, se divide una cuenca en diferentes zonas que están conectadas a un sistema de reservorios. La zona superior de cada uno contiene agua no confinada mientras que en la parte inferior contienen agua primaria y secundaria confinada. El modelo SAC-SMA normalmente lo hacen correr cada 6 horas pero acepta todos los pasos de tiempo. Es entonces necesario entrar los valores medios de precipitación y de evapotranspiración potencial en estas en 6 horas. Los parámetros del modelo se pueden calibrar automática y manualmente para simular los caudales actuales utilizando datos históricos de 5 o 10 años. Los componentes de este modelo son la escorrentía directa, la superficial, el interflow (hipodérmico), el baseflow primario y el adicional, la infiltración, la evapotranspiración total y potencial, la profundidad de la precipitación y la entrada de agua al río. Los datos más importantes en este modelo son los datos del suelo, la conductividad hidráulica, la porosidad…

7.11. Stanford Watershed Model.

Este modelo utiliza un balance hidrológico para simular el caudal en continuo a partir de datos climatológicos y parámetros de la cuenca. El valor de algunos de estos parámetros se estima mediante trial-error. Es un modelo de tipo agregado.

7.12. Tank Model

Es un modelo conceptual de precipitación-escorrentía con 16 parámetros incluyendo 4 profundidades iniciales de almacenaje (Sugawara, 1995).

Este tipo de modelo expresa la influencia de la precipitación mediante una función de tipo exponencial. Tienen una estructura simple y sólo requieren datos de precipitación, escorrentía y evapotranspiración. Si bien es simple en requerimientos de datos necesita mucho tiempo y esfuerzo para la calibración ya que incluye demasiados parámetros de modelo. De todas maneras se dispone de diferentes algoritmos de optimización para la calibración de los parámetros. Es un modelo determinístico, agregado, lineal continuo y de tiempo constante.

Este modelo se componen de unos pocos tanques que se disponen verticalmente en serie. Cuando son 4 tanques se denomina “Modelo de 4 tanques”. La salida del tanque superior se considera que es evapotranspiración y escorrentía superficial, la salida del segundo tanque hacia el medio se iguala a la escorrentía intermedia (y el tercero o subsiguientes), las salidas del tercer tanque se consideran subcaudal de base mientras que las salidas del último tanque se igualan al caudal de base. Esta estructura puede considerarse similar a la estructura zonal del agua superficial y subterránea. Similarmente, la salida del primer tanque hacia el segundo se considera igual a la infiltración. Las salidas de los tanques siguientes se asimilan a la percolación.

7.13. Modelo HBV

Este modelo (Bergström, 1995) empezó a desarrollarse en los años 70 en el Instituto meteorológico e hidrológico de Suecia. Forma parte del sistema de modelización IHMS (Integrated Hydrological Modelling Sustem). Los componentes más típicos de este modelo son la unidad de nieve (basado en el método de la temperatura diaria); la unidad del contenido de humedad del suelo, que es el principal componente en el cálculo de la escorrentía; la unidad del origen de la escorrentía, la cual se basa en el método del

hidrograma unitario; la unidad del reservorio. Este modelo utiliza una calibración manual. Para la mayoría de series de tiempo se utiliza una calibración de pasos de tiempo diarios mientras que para las series de tiempo de la evapotranspiración se usa un paso de tiempo mensual. Para la calibración se necesitan los datos de los caudales de salida.

7.14. Modelo SWB (Simple Water Balance model).

Es un modelo paramétrico basado en las medias estadísticas de diferentes procesos hidrológicos (Schaake et al., 1996). Es menos complejo que el modelo Sacramento e incluye menos parámetros. Funciona a diferentes pasos de tiempo y se puede acoplar a un modelo atmosférico. Permite observar la complejidad necesaria en una determinada cuenca para simular los procesos en la superficie.

7.15. Modelo PRMS (Precipitation-Runoff Modeling System)

Este modelo desarrollado por el USGS (Leavesley et al., 1983) es de tipo modular, determinístico, y de parámetros distribuidos en la cuenca. Tiene en cuenta la precipitación, el clima, el uso del suelo, el papel de los sedimentos, y la hidrología general de la cuenca. Permite simular la respuesta de una cuenca a eventos de precipitación normales o extremos y al deshielo, y evaluar los cambios en las relaciones del balance de agua, del régimen de los flujos, de los picos de las avenidas, los volúmenes, las relaciones suelo-agua y de la recarga. El modelo conceptualiza Unidades de Respuesta Hidrológicas (HRU) que son unidades de suelo con similar respuesta a la precipitación y a la temperatura. Estas unidades se representan como una serie de reservorios interconectados la salida total de los cuales produce la respuesta hidrológica total de la cuenca. Los parámetros que incluyen estos reservorios son el almacenamiento en la vegetación, en la zona no saturada y en el acuífero. El PRMS también considera el flujo subsuperficial (interflow) como un movimiento rápido desde la zona no saturada al canal. El flujo al acuífero procede del suelo y de la zona no saturada. Considera que el acuífero es la única procedencia del caudal de base. El movimiento de un

reservorio a otro viene controlado por parámetros introducidos por el usuario. Normalmente trabaja con datos diarios. Se necesitan los datos de precipitación diaria, las temperaturas máximas y mínimas diarias. El caudal del río a la salida de la cuenca hidrográfica es la suma de los flujos del área de superficie ponderada, del hipodérmico y del subterráneo. El PRMS está incorporado dentro del MMS (Modular Modeling System) que es un software o entorno para el desarrollo o aplicación de modelos para simular diferentes procesos hidrológicos. El usuario puede seleccionar el algoritmo o módulo que prefiere en cada caso.

7.16. Modelo MiKE11/NAM

El modelo hidrológico de precipitación-escorrentía NAM (Nielsen y Hansen, 1973; Havno et al., 1995) forma parte del sistema de modelización de ríos MIKE11 para simular los procesos de precipitación-escorrentía en subcuencas. Ha sido desarrollado por el Danish Hydraulic Institute de Dinamarca. El modelo representa los diferentes componentes del proceso de precipitación-escorrentía considerando el contenido de agua en diferentes almacenajes interrelacionados y cada uno representa un elemento físico del sistema: nieve, almacenaje superficial, almacenaje en la zona no saturada de las raíces y en el acuífero. Normalmente la única información disponible es la escorrentía total en la cuenca.

Es un modelo notablemente complejo pero permite simular procesos físicos en detalle. Es un modeo de cuenca de parámetros agregados.

7.17. Modelo MIKE-SHE.

Este modelo (de DHI) es un modelo conceptual de tipo distribuido o semidistribuido. Consiste en una serie de componentes diversos que computan un volumen y la distribución del agua durante distintas fases del proceso de escorrentía. Algunas características son: la precipitación se utiliza como input; incluye la evapotranspiración y la intercepción; el flujo superficial se basa en un método de diferencias finitas 2D; para el flujo en un canal utiliza la rutina MIKE11 1D (este dispone de diferentes métodos como por ejemplo Muskingum, la ecuación de transporte difuso y el método basado en

las ecuaciones de St. Venant); considera el flujo en la zona no saturada (mediante 2 capas, con modelo por gravedad o en base a la ecuación de Richard); y estima el caudal de base (puede calcular modelos 2D y 3D con el método de diferencias finitas). Incluye una base de datos para tener en cuenta las características hidrológicas del suelo. También tiene dos extensiones para trabajar con GIS (ArcView 3x y ArcGIS 9.1) para tener en cuenca tanto las características geológicas de la cuenca como los procesos de un ecosistema agrícola. Se puede realizar calibración manual o automática. La herramienta AUTOCAL es la que utiliza para la calibración automática. Ésta permite una optimización según las condiciones de contorno iniciales.

8. Métodos de predicción para cuando no hay datos de aforo

8.1. Método de estimación la regresión regional de los flujos mínimos

Ejemplos de este procedimiento detallado por Smatkhtin, 2001; y Kroll *et al*., 2004, pueden encontrarse en Gustard *et al*., 1992; Laaha y Blöschl, 2006; Engeland *et al*., 2006) si bien algunos autores consideran que es de limitada aplicabilidad a los casos de caudal mínimo (Barnes, 1985; Vogel y Kroll, 1992;Ries, 1994). El primer paso es escoger un caudal mínimo característico y luego se asimila la cuenca a otra de características climáticas y fisiográficas similares (se pueden agrupar cuencas usando datos estadísticos multivariables). Después se construye el modelo de regresión considerando que es la relación entre las características del flujo mínimo dependiente y la cuenca independiente y sus características climáticas también independientes. Se necesitan algunos datos de caudal para representar las condiciones de flujo natural. Se puede usar el método de mínimos cuadrados.

8.2. Métodos de predicción regional

En lugar de estimar un único caudal mínimo característico se estima un rango de índices de caudal mínimo. Se establece así una curva regional compuesta. Se estandarizan los flujos de las diferentes cuencas para hacerlos comparables según algún índice. Se utilizan índices de variabilidad de las curvas de duración. Las curvas de predicción se pueden hacer aunque se disponga de pocas medidas ya que se relacionan con puntos cercanos donde se ha establecido la curva de duración

8.3. Método de correlación del caudal de base

El método es muy similar al de los flujos mínimos pero se basa en utilizar directamente los valores de caudal de base si se dispone de éstos en algún

punto de la cuenca. Correlaciona los datos puntuales de un caudal de base del punto donde se quieren estimar los diferentes parámetros que caractericen el caudal, con datos diarios de caudal total en otro punto cercano (Stedinger y Thomas, 1985; Reilly y Kroll, 2003). Se considera aplicable cuando se dispone de 10 datos de caudal de base, preferiblemente de periodos de recesión sucesivos y en época de bajo caudal, y cuando la serie diaria de caudal se localiza a menos de 200 km. Se pueden utilizar datos de una solo estación de afora que correspondería con el método clásico o datos de diferentes estaciones de aforo (Zhang y Kroll, 2007). Se asume que existe una relación lineal entre el logaritmo del número de días anuales con mínimo flujo así como que la relación entre estos días de caudal mínimo anual es similar a la relación que hay entro los caudales de base instantáneos. Los caudales mínimos anuales se asume que quedan bien representados por una distribución de tipo log-Pearson 3. Se asume que el factor de frecuencia del punto donde sólo se dispone de datos puntuales es igual al del punto donde se conoce la serie de tiempo.

8.4. Métodos de estimación a partir de series de tiempo de caudal sintéticas.

8.4.1. Estimaciones estocásticas

Series de tiempo con propiedades estadísticas realistas que no pretenden simular la serie de tiempo real si.

8.4.2. Estimaciones determinísticas

Mediante modelos de precipitación escorrentía que convierten las series actuales de precipitación en un caudal del río. Esto implica cuantificar parámetros específicos de la cuenca y se necesitarán técnicas regionales complejas para estimarlos. Para el caso del caudal de base podrán ser de difícil calibración. Un modelo de los segundos puede ser el SSARR, para el caso de caudales mínimos o muy bajos

8.5. Métodos matemáticos de regresión

En base a las características de la cuenca

8.6. Métodos gráficos

Para la construcción de curvas de predicción regional.

8.7. Técnicas de interpolación espacial y mapeo regional

Se realizan mapas de zonación fisiográfica que determinan el flujo interpolando a partir de puntos de aforo. Se dibujan líneas de isoflujo. Estas características se pueden representar gráficamente en función de la distancia al canal.

9. Modelos

En este capítulo se describen sintéticamente los códigos o paquetes de códigos de modelización comerciales que se utilizan para aplicar los métodos descritos en los capítulos precedentes. Se indica cuando son códigos libres y donde pueden obtenerse.

9.1. Modelos de Modelización hidrológica y flujos subterráneos

9.1.1. Modelos MIKE SHE- MIKE 11 acoplados

MIKE-SHE es un software de modelización hidrológica (de DHI Water and Environment) con MIKE 11 para simular los cambios dinámicos en el agua subterránea relacionados con variaciones del caudal de río. Este modelo acoplado ha sido ampliamente utilizado en muchas situaciones (French y Clifford, 2000). MIKE SHE es un sistema de modelización distribuida con base física que deriva del modelo hidrológico SHE (Refsgaard y Storm, 1995). MIKE SHE se desarrolló para modelizar el movimiento del agua e incluye también el flujo hipodérmico y permite considerar ríos, lagos, flujo saturado y no saturado, evapotranspiración… (Refsgaard, 1997). Se puede utilizar para describir la mayor parte de los procesos físicos del ciclo hidrológico. El flujo hipodérmico (overland flow) se resuelve solucionando la onda difusiva en dos direcciones paralelas y el flujo vertical en las zonas no saturadas se modela mediante la ecuación de Richards 1D. El flujo en las zonas saturas viene descrito por la ecuación 3D de Boussinesq. El MIKE 11 es un sistema de modelización del río y se basa en la fórmula completa de onda dinámica de las ecuaciones de Saint Venant (Liu et al., 2007). Acoplando MIKE SHE con MIKE 11 se permite una interacción bidireccional entre los procesos hidrológicos de cuenca relacionados con el agua subterránea y la hidrodinámica del río. Actualmente no hay problemas matemáticos en este acoplamiento. Las simulaciones que se calculan con estos códigos acoplados son simultáneas y el intercambio de datos entre ambos modelos se realiza a

través de un paquete compartido de almacenaje (Thompson et al., 2004; Sahoo et al., 2006). Por ejemplo, los niveles del río se calculan con el Mike 11 y se transfieren al MIKE SHE. El intercambio de agua entre los dos modelos se produce vía evapotranspiración, infiltración, escorrentía superficial e intercambio río-acuífero. Utilizado el término de fuente/sumidero de las ecuaciones contínuas de de Saint Venant en MIKE 11, el flujo en MIKE SHE se intercambia con MIKE 11 (Hao y Wang, 2003). El acoplamiento de estos dos programas es necesario para describir de una manera precisa los procesos dinámicos de interacción entre el agua del río y la subterránea (Liu *et al*., 2007). Esto es porque MIKE SHE no es adecuado para modelizar el intercambio entre agua del río y del acuífero cuando la anchura de un río es mucho más pequeña que el tamaño de celda calculado en MIKE SHE. Además las expresiones hidrodinámicas de MIKE 11 son más potentes que las de MIKE SHE para estos cálculos complejos.

Más información sobre estos modelos:

http://www.crwr.utexas.edu/gis/gishyd98/dhi/mikebas/Mbasbody.htm

www.scisoftware.com

9.1.2. Modelo MODFLOW

MODFLOW es un modelo de flujo subterráneo modular, 3D, de diferencias finitas. Soluciona numéricamente la ecuación del flujo subterráneo en 3D en un medio poroso usando el método de las diferencias finitas (Harbaugh et al. 2000; McDonald y Harbaugh 1988). MODFLOW simula flujo transitorios y estacionarios en sistemas de formas irregulares donde las capas pueden representar acuíferos confinados, libres o mixtos. Permite simular flujos externos como el inducido por pozos, la recarga areal, el flujo a través del lecho del río y la evapotranspiración. Puede considerar la heterogeneidad de la distribución espacial de valores de transmisividad, conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento y las capas pueden anisótropas.

MODFLOW es uno de los códigos más utilizados para similar el flujo de agua subterránea y hay muchos paquetes para operaciones de pre y postproceso. Es un modelo muy versátil y suporta casi todas las discretizaciones

espaciales y temporales. Se trata no obstante de un modelo regional que no puede predecir comportamientos a escala de detalle.

Modflow incluye módulos para simular las interacciones con el agua superficial (river y sstream package) pero éstos no abordan rigurosamente esta parte de la modelización. Por esta razón en muchos casos se acopla a modelos de agua superficiales la simular las interacciones agua superficial-subterránea más rigurosamente.

El river package del Modflow se diseñó para simular los efectos del flujo entre los sistemas de agua superficial y agua subterránea. Los términos que describen la infiltración hacia o desde el agua superficial se añaden a la ecuación del flujo subterráneo para cada celda. Se aplica la ley de Darcy para calcular la transferencia de agua entre ambos sistemas suponiendo una celda constantemente saturada.

El streamflow pacakage es una modificación del paquete del río (Prudic 1989;

Harbaugh and McDonald 1996). El flujo puede producirse entre uno o más ríos, torrentes, canales o diques y calcula el flujo que filtra entre los ríos (stream) y el acuífero. Trabaja en partes del río, segmentos, donde añade o extrae caudal al inicio y fin de cada uno. Estos corresponden alas celdas de la malla de diferencias finitas. Utiliza la fórmula de Manning para calcular la altura del caudal. Permite considerar ríos intermitentes, con celdas no siempre saturadas. En la última versión de este paquete, la profundidad la calcula a la mitad de cada segmento de río en lugar de la principio del mismo como hacía el paquete original Prudic *et al*. 2004).

El Drain package simula los efectos de estructuras como canales de riego agrícolas que drenan agua del acuífero a un ritmo proporcional a la diferencia entre el nivel piezométrico en el acuífero y una altura determinada, siempre y cuando el nivel del acuífero esté por encima de este valor determinado.

El modflow es gratuito y descargable desde la página del USGS:

http://water.usgs.gov/nrp/gwsoftware/modflow2005/modflow2005.html

Resumen del modflow:
http://water.usgs.gov/cgi-bin/man_wrdapp?modflow(1)

9.1.3. Modelo MODBRNCH

El Modelo Modbrnch Groundwater/Surfacewater coupled flow model simula los flujos y las interacciones agua superficial – subterránea de una manera rigurosa acoplando dos modelos ampliamente utilizados: el MODFLOW para el agua subterránea y el BRANCH para el agua superficial. Tal y como se ha descrito, el Modlow permite simular flujo estacionario y transitorio en formas complejas, mientras que el Branch simula también flujos transitorios y estacionarios pero en un segmente del río asimilado a un canal abierto o en una red de canales conectados según diferentes configuraciones el flujo de los cuales se resuelve mediante ecuaciones de continuidad o de momento 1D. El Branch utiliza una ponderación de 4 puntos, implícita y en diferencias finitas. Se permite la recarga a través de una capa confinada o del lecho del río. Éste cómputo se realiza mediante el acoplamiento de los dos modelos. Este programa permite pues la interacción mediante métodos sofisticados.

Comos datos de entrada hay que subministrar las propiedades hidráulicas, las condiciones iniciales y las tensiones para cada celda del terreno, la geometría del cauce y las condiciones iniciales. Calcula el flujo en cada intervalo de tiempo, mínimo, máximo, media diaria y volumen mensual así como los hidrogramas del caudal y del caudal de base.

http://water.usgs.gov/cgi-bin/man_wrdapp?modbrnch

9.1.4. Modelo BESTSM-MODFLOW

BESTSM es un programa de modelización general apara el flujo y la calidad del agua superficial mientras que el MODFLOW es un modelo modular de diferencias finitas. Los modelos BESTSM y MODFLOW (Boyle y Parsons 2000, Hamilton y Maddock 1993, respectivamente) se acoplaron de manera que la información de una se podía transferir al otro. El BESTSM (Boyle y Parsons 2000) necesita información sobre la interacción de los dos sistemas de flujo. Esto incluye entradas al río desde el agua subterránea y pérdidas en sentido contrario, drenajes, flujos de retorno, extracciones para agua subterránea. Se necesita también información de las condiciones de agua superficiales y flujos en los ríos.

Otros modelos de interacción aguas subterráneas-superficiales (Blum et al. 2002), pueden ser SWAT-MODFLOW (Perkins y Sophocleous 2000), HSPF (Hydrologic Simulation Program-Fortran) - MODFLOW (Said et al. 2005), Integrated Ground and Surface Water Model (IGSM Montgomery Watson 1993), y Integrated Hydrology Model (InHM, VanderKwaak 1999).

Disponible en: http://www.nm-txwatercomm.org/library/HydrologicModeling/bestsm-modflow/

9.1.5. Modelo SIMGRO

El código SIMGRO (Querner, 1988; Querner, 1997) es un modelo combinado de flujo superficial y subterráneo. (SIMulation of GROundwater and surface water levels) Es un modelo distribuido con base física que permite simular un flujo regional de agua subterránea, saturado y no saturado, en transitorio, así como la evapotranspiración real, el riego sprinkler, el caudal del río, los niveles del agua subterránea y agua superficial como respuesta a un evento de precipitación y la extracción de agua subterránea, entre otros. El sistema a modelizar hay que discretizarlo vertical y horizontalmente. En la escala horizontal se puede tener en cuenta el input des de diferentes usos del suelo para tener en cuenta las variaciones espaciales en la evapotranspiración y en la zona no saturada. En el caso de la zona saturada se pueden considerar varios niveles. Para calcular la ecuación de flujo subterráneo utiliza elementos finitos. La zona no saturada la reproduce con dos reservorios, uno para la zona de las raíces y otro para debajo de éstas. Normalmente trabaja con pasos de tiempo de 1 día. La altura del nivel freático la calcula a partir de un balance de agua en el suelo usando el coeficiente de almacenaje. Para calcular la evapotranspiración (en función de la vegetación y de la humedad) es becario introducir la precipitación neta y la evapotranspiración potencial de una vegetación de referencia y de una zona boscosa. El sistema de agua superficial se modeliza mediante una red de reservorios. Las entradas a cada uno son el drenaje de ríos o presas y la escorrentía superficial. La salida de un reservorio es la entrada al siguiente. El nivel del agua depende del almacenaje de agua superficial, de las entradas y las salidas del reservorio. Para cada uno se requiere que se conozca la relación entre el almacenaje y el nivel y entre las salidas y el nivel. Los ríos son drenajes que tienen en cuenta

la interacción aguas subterráneas superficiales. Puesto que los procesos relacionados con el agua subterránea se producen más lentamente, el agua superficial y la subterránea tienen pasos de tiempo diferentes. Así el módulo de aguas superficiales realiza varios cálculos mientras el de aguas subterráneas sólo realiza uno. Esto modelo es particularmente recomendable para periodos de sequía en cuencas planas con niveles de agua superficiales.

Manual de usuario consultable en:

http://library.wur.nl/wasp/bestanden/LUWPUBRD_00337665_A502_001.pdf

9.1.6. Modelo Aquatool

El sistema de suporte a la decisión Aquatool (Andreu et al., 1991) desarrollado por la Universidad Politécnica de Valencia permite estimar las aportaciones subterráneas al río en régimen natural según modelos de precipitación escorrentía (modelo Témez).

Este sistema consta de una serie de que están integrados en un sistema único en el que la unidad de control del usuario permite la definición gráfica del esquema del sistema, el control de las bases de datos, la utilización de los módulos mencionados y el análisis gráfico de los resultados. Estas capacidades pueden ser utilizadas en un sistema de recursos hidráulicos para:

- Filtrar alternativas de diseño y de gestión mediante el uso del módulo de optimización

- Comprobar y refinar las alternativas filtradas mediante el uso del módulo de simulación.

- Llevar a cabo análisis de sensibilidad

- Llevar a cabo análisis de riesgo (análisis de Monte-Carlo).

f) Ganar conocimiento del sistema en los aspectos físicos y de gestión. Y también ganar en el aspecto de organización de datos.

g) Utilizar el módulo una vez implantado como herramienta de toma de decisiones

h) exportación de la información gráfica

Cada módulo o programa del SSD Aquatool, aborda un aspecto dentro del estado del arte en la ciencia de la planificación y gestión de los recursos hídricos:

- AquiVal es un módulo de simulación de acuíferos mediante el método de los autovalores. El método de los autovalores sirve para simular acuíferos en forma distribuida, y la eficiencia computacional que presenta (poco tiempo de cálculo), hace que sea especialmente apto para modelar los acuíferos dentro de un sistema de recursos hidráulicos complejo (cosa que hace SimWin).

- Equalizador multiobjetivo, es un programa que auxilia a los tomadores de decisiones cuando se enfrentan a problemas multiobjetivo, tales como los que se presentan en PyGSRH.

- MashWin es un módulo de análisis estocástico de series hidrológicas de tipo mensual, destinado al estudio de series temporales de aportaciones.

- OptiWin es un módulo de optimización de la gestión de un sistema de recursos hídricos (cuenca o subcuenca), con paso de tiempo mensual. No admite modelar acuíferos. El programa construye una red de flujo conservativa, en la que se minimizan una función objetivo con el algoritmo out-of-kilter para conseguir la gestión óptima del sistema.

- SimRisk es un módulo de gestión de un sistema de recursos hídricos considerando el riesgo de sequía. Este módulo trabaja basándose en SimWin.

- SimWin es un módulo de simulación detallado de la gestión de un sistema de recursos hídricos (cuenca o subcuenca), con paso de tiempo mensual. El usuario define los elementos que componen el sistema a representar, la vinculación de los elementos, las características de cada elemento y sus reglas de operación. Los elementos que admite el módulo son: nudos con o sin almacenamiento, conducciones de distinto tipo, centrales hidroeléctricas, demandas, acuíferos, aportaciones, indicadores de alarma, etc. El sistema optimiza mes a mes las decisiones, representando la relación entre el agua superficial y el agua subterránea (uso conjunto). También permite modelar

adecuadamente los procesos no lineales, tales como evaporación e infiltración.

9.1.7. Modelo IWAN

En zonas donde la vegetación de ribera es importante y las aportaciones al río sean desde el acuífero aluvial adyacente, se recomienda un modelo que acople el agua y el suelo (el uso de agua subterránea por parte de la vegetación es muy importante y variable estacionalmente). Se propone un modelo que simule flujos transitorios entre el río y el acuífero aluvial mediante balances en las llanuras aluviales y la dirección y magnitud del flujo de agua subterránea. En este sentido se dispone del modelo IWAN (model (Krause y Bronstert, 2005, 2007) (Integrated Water Balance and Nutrient Dynamics Model). Este modelo considera principalmente el balance vertical de procesos en la zona aluvial no saturada y se le acopla los procesos de flujo lateral con el agua subterránea. Tiene en cuenta la variación espacial y temporal de las relaciones en la interfase agua superficial-subterránea. Este modelo acopla rutinas existentes y está formado por dos componentes principales que se han acoplado en ambos sentidos y direcciones:

1) dinámicas verticales en la zona no saturada modelizadas mediante WASIM-ETH-I (Schulla, 1997; Schulla y Jasper, 1999; Niehoff et al., 2002) – es un modelo-determinístico-, y

2) el flujo en la zona saturada y sus interacciones con los canales superficiales se modela utilizando un modelo de diferencias finitas 3D basado en el MODFLOW (Harbaugh y Mc. Donald, 1996a, 1996b) y el procesador MODFLOW (Chiang y Kinzelbach, 1993, 2001). La relación entre aguas superficiales y subterráneas se estima con el paquete river del MODFLOW (Prudic, 1988; Rembe y Wenske, 1998; Fleckenstein et al., 2006; USGS, 2005). Este modelo no simula la escorrentía en la llanura aluvial o en el canal. En la zona no saturada sólo se consideran procesos verticales. Se necesitan datso meteorológicos, vegetación, usos del suelo, niveles del río, parámetros del lecho del río, parámetros del acuífero, alturas piezométricas... En

el caso de ríos muy regulados o antropizados el caudal del río resultante del modelo no se puede calibrar con el caudal real del río. En estos casos el modelo se puede calibrar con datos de niveles piezométricos de puntos de observación.

9.1.8. HSPF

Este modelo, Hydrologic Simulation program –fortran, modeliza los diferentes componentes de un ecosistema que pueden influir en las características químicas, físicas y biológicas. Tiene en cuenta los flujos de agua y los contaminantes aportados por ríos o torrentes a modelos acuáticos de ecosistemas (como AQUATOX) y puede simular las exposiciones de los biotas a cambios en los flujos de agua, sedimentación, cambios de temperatura por aportaciones subterráneas. Trabaja con datos diarios de caudales, nutrientes, temperaturas para simular los modelos desde el punto de vista del agua superficial. .

Está disponible en: http://water.usgs.gov/software/hspf.html

9.1.9. Modelo WMS8

El Watershed Modelling System es un paquete que permite modelizar todas las fases de la hidrología e hidráulica de cuenca. Incluye procesos de modelización automática como la delimitación de la cuenca, los cálculos de parámetros, estimaciones con SIG de determinados parámetros, elaboraciones de perfiles del terreno, modelización hidrológica con HEC-1 (HEC1-HMS, descrito en el capítulo precedente para estimar la relación precipitación-escorrentía i de descarga gratuita), TR-20, TR-55, Método Racional, NFF, MODRAT y HSPF. Los modelos hidráulicos que suporta son el HEC-RAS y CE QUAL W2. Se pueden realizar modelos integrados 2D (incluyendo la hidráulica de los canales y la interacción con el agua subterránea) mediante GSSHA. El usuario puede seleccionar los módulos o la selección de módulos que desee para modelizar los procesos hidrológicos que requiera.

Es distribuido por Environmental Modelling Systems Inc. el qual también distribuye los paquetes GMS (Groundwater Modelling Systems) y SMS (Surface Modelling System).

9.1.10. Modelo GMS

GMS es un paquete pre- y post procesador que contiene diferentes módulos para simulara todos los procesos relacionados con el agua subterránea como la caracterización del emplazamiento, el desarrollo del modelo, el post-proceso, la calibración y la visualización. Es uno de los pocos sistemas que suporta TINs, volúmenes, datos de sondeos, goestadística en 2D y 3D y modelos de flujo tanto de diferencias finitas como de elementos finitos. Los modelos que suporta son MODFLOW, MODPATH, MT3D, RT3D, FEMWATER, y SEEP2D.

La información sobre su distribuidor se encuentra en: http://www.ems-i.com/

9.1.10.1. Modelo GSSHA

Es un modelo hidrológico 2D para aguas superficiales y subterráneas y sus interacciones. Utiliza una malla de diferencias finitas para analizar la escorrentía, la hidráulica de los cauces 1D y la interacción con el agua subterránea. También puede modelizar la calidad del agua y el transporte de sedimentos. Permite considerar tanto episodios individuales de precipitación como la precipitación durante un largo periodo.

9.1.10.2. Modelo HEC-1- HMS

Desarrollado por el Hydrologic Engineering Center de davis, California, es uno delos modelos de parámetros agregados más utilizados y permite simular la escorrentía para un único episodio de precipitación.

9.1.10.3. Modelo TR20

Este modelo sirve para estimar la escorrentía superficial de episodios de precipitación y fue desarrollado por el NRCS

9.1.10.4. Modelo TR55

Este modelo también desarrollado por el NRCS permite calcular la escorrentía en pequeñas cuencas muy urbanizadas

9.1.10.5. Modelo MODRAT

Este modelo es utilizado por el condado de los Ángeles para estimar la escorrentía. Utiliza el método racional Modificado.

9.1.10.6. Modelo Racional

Es uno de los métodos más simples y utilizados en hidrología para calcular la avenida máxima de un área basándose en el coeficiente de escorrentía y la intensidad de la precipitación.

9.1.10.7. Modelo HEC-RAS

HEC-RAS es un modelo hidráulico 1D para calcular perfiles de agua superficial para flujos estacionarios o transitorios.

9.1.10.8. Modelo HSP-Fortran

El Hydrological Simulation Program - FORTRAN simula los procesos hidrológicos y de calidad del agua en embalses, superficies del suelo y ríos. Se utiliza para el desarrollo de TMDLs.

9.1.11. Modelo CASC2D

CASC2D es un modelo con base física, parámetros distribuidos, 2D para cálculos transitorios del agua superficial. Simula la respuesta hidrológica de una cuenca que tiene como input la precipitación. Los componentes principales del modelo incluyen la humedad del suelo, la intercepción de la precipitación, la infiltración, la superficie, la escorrentía, circulación en el cauce, erosión del suelo y transporte de sedimentos.

Este modelo se desarrolló en 1989 por la U.S. Army Research Office (ARO) de la Universidad de Colorado . State University. Es uno de los modelos de

agua superficial suportado por el modelo WMS (Watershed Modeling System) desarrollado por la Universidad de Brigham Young.

CASC2D incorpora la posibilidad de trabajar los datos con un SIG e incorporar datos de teledetección. A diferencia del modelo de agua superficial HEC-1, CASC2D no requiere la subdivisión de la zona de estudio en subcuencas hidrogeológicamente uniformes y permite la selección de una tamaño de celda tal que describa la variabilidad de las características de la cuenca. El usuario puede especificar una resolución de entre 30 y 200 metros pero requiere más datos de entrada que el HEC-1. Además, CASC2D tiene base física y resuelve las ecuaciones de conservación de masa y energía para determinar el timen y la trayectoria en la cuenca. HEC-1 se basa más en la conceptualización de la generación de escorrentía. El SIG GRASS desarrollado por la U.S. Army Construction Engineering Research Laboratories es muy útil para la preparación de los datos de entrada.

La información respecto este modelo se encuentra en:

http://gcmd.nasa.gov/records/CASC2D.html

Se puede adquirir en

http://www.scisoftware.com/products/wms_overview/wms_overview.html

9.2. Modelos de separación del caudal de base y análisis del hidrograma

9.2.1. Modelo WHAT

WHAT (Web-based hydrograph analysis tool) permite realizar la separación del hidrograma utilizando datos diarios (Lim. et al., 2005). Para separar el caudal de base (baseflow) del relacionado a un episodio de tormenta (stormflow) usa el método del mínimo local. A partir de datos diarios considera que hay un mínimo local cuando es la descarga menor en una mitad del intervalo menos un día antes y después de la fecha que se está considerando. Los valores caudal de base entre dos mínimos locales se estiman a partir de interpolaciones lineares: los puntos inferiores se unen con

una recta, encima de ésta es stormflow y por debajo caudal de base. Este programa puede incorporar dos filtros digitales para separar señales de alta y baja frecuencia: BFLOW y Eckhardt filter. También incorpora una componente estadística que permite disponer de información de frecuencias y series de tiempo. No puede considerar aportaciones des de almacenamientos en embalses o deshielo. Permite obtener rápidamente resultados consistentes rápidamente.

Es un programa gratuito que funciona vía web:

http://cobweb.ecn.purdue.edu/~what/

9.2.2. Modelo Hysep

HYSEP (Sloto, 1988) es uno de los programas de separación de hidrogramas más usados y contiene tres métodos de separación: intervalo fijo, intervalo móvil y el método del mínimo local. Pero este programa no posee una interfaz amigable y requiere trabajar mucho los datos antes de entrarlos. Contiene un análisis estadístico de los resultados. Los periodos de datos no están restringidos a un calendario estricto, funciona aunque haya vacíos de datos y permite realizar gráficos complejos.

Este código del USGS es libre y está disponible en:

http://water.usgs.gov/software/code/surface_water/hysep/

El manual de utilización se puede consultar en:

http://water.usgs.gov/software/code/surface_water/hysep/doc/hysep.pdf

9.2.3. Modelo Isep

Este modelo (Muthukrishnan et al., 2003) utiliza solamente el método del mínimo local para la separación del hidrograma. Tiene el problema que siempre sobrestima el flujo de base en comparación con Hysep ya que no considera la duración de la escorrentía directa. No incorpora el análisis estadístico de los datos.

Es una herramienta que funciona desde una página web. Puede hacerse funcionar en:

http://cobweb.ecn.purdue.edu/~kjlim/iSep/main.html

9.2.4. Modelo RECESS

RECESS (Rutledge, 1998) es un grupo de seis programas (RECESS; RORA; PART; TRANS; CURV y STREAM) determina la curva de recesión y estima la recarga media de agua subterránea y su descarga a partir de los datos de aforo.

El módulo RECESS determina la curva de recesión master en los periodos en que todo el flujo se puede considerar que es caudal de base. Utiliza un procedimiento repetitivo para seleccionar diversos periodos de recesión contínua y permite que la relación entre el tiempo y el logaritmo del flujo no sea lineal. Utiliza datos diarios. Permite la no linealidad entre el logaritmo del flujo y el tiempo.

No puede aplicarse directamente a zonas donde aportaciones de agua desde deshielo, masas de agua superficiales, otros acuíferos, o cuando hay importantes extracciones de agua subterránea.

El programa es gratuito, creado por el USGS y está disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/recess/

Manual de este programa disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/recess/UserManualRECESS.pdf

9.2.5. Modelo RORA

Este modelo creado por el USGS (Rutledge, 1998) se basa en el método de desplazamiento de la curva de recesión para estimar la recarga en cada pico del caudal de avenida. Este método se llama también Rorabaugh. Se utiliza cuando se dispone de un largo periodo de datos. No puede aplicarse a zonas de deshielo, con filtraciones des de otros acuíferos o masas de agua superficiales o donde hay importantes extracciones de agua subterránea.

Se aplica a sistemas de flujo con recarga areal difusa en la cuenca y estima la recarga neta al acuífero puesto que tiene en cuenta la evapotranspiración y las aportaciones a acuíferos adyacentes. Básicamente estima la recarga en determinados puntos altos del hidrograma y establece el valor medio para los periodos intermedios.

El programa es gratuito, creado por el USGS y está disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/rora/

Manual de este programa disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/rora/UserManualRORA.pdf

9.2.6. Modelo PART

Utiliza la separación del caudal para estimar el caudal de base diario. Considera que el caudal de base es igual al caudal total en los días en que se cumple un determinado requerimiento de recesión en el periodo inmediatamente anterior. Se aplica con datos diarios y para largos periodos de tiempo y para disponer de un valor promedio de la descarga. No puede aplicarse directamente a zonas donde aportaciones de agua desde deshielo, masas de agua superficiales, otros acuíferos, o cuando hay importantes extracciones de agua subterránea.

Este programa se aplica a sistemas de flujo de agua subterránea con recarga areal difusa y descarga hacia el río. El método es apropiado si la mayor parte del agua subterránea descarga al río y si se dispone de una estación de aforo al final de la cuenca. No puede contemplar la presencia de canales y derivaciones.

El programa es gratuito, creado por el USGS y está disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/part/

Manual de este programa disponible en:

http://water.usgs.gov/ogw/part/UserManualPART.pdf

9.2.7. Modelo PULSE

Permite analizar el caudal de un río. Se utiliza para la estimación de la recarga de agua subterránea y del hidrograma del agua subterránea que descarga al río. Se puede utilizar en una zona de recarga uniforme y donde el río es ganador por aportación de esta agua subterránea. Una de las dos formulaciones utilizadas por este programa permite un pulso de recarga instantánea y la subsiguitene descarga hacia el río. La otra formulación, que permite una ganancia o pérdida gradual del caudal del río adicional a la instantánea se puede utilizar para simular los efectos de la recarga gradual, la evapotranspiración de agua subterránea y la infiltración hacia el acuífero.

El programa es gratuito, del USGS, y se puede descargar en:

http://water.usgs.gov/ogw/pulse/

9.2.8. Modelo BRANCH

http://water.usgs.gov/cgi-bin/man_wrdapp?branch(1)

9.2.9. Modelo SWAT

El modelo SWAT (soil and water assessment tool) es un modelo a escala de cuenca hidrográfica que se desarrolló para predecir el impacto de diferentes usos del suelo prácticas o actividades antrópicas como la agricultura en cuencas complejas, con diferentes tipos de suelos, usos del suelo y prácticas de gestión durante largos periodos de tiempo (Neitsch *et al.* 2002). Permite realizar una predicción del comportamiento de cuencas hidrográficas complejas para largos periodos tiempo simulando un gran número de procesos físicos en la cuenca. Es un modelo con base física y que requiere información específica como el clima, la meteorología, las propiedades del suelo, la topografía, la vegetación…. Esta información se utiliza para modelizar los procesos físicos asociados con el movimiento del agua, la proliferación de vegetación, el transporte de sedimentos y los ciclos de nutrientes. Ésta es compartimentada en varias subcuencas que poseen una posición geográfica determinada y están relacionadas con las vecinas. Las

subcuencas se dividen en unidades de respuesta hidrológica (HRU) que conforman una combinación única de tipos de suelo, usos y cobertura, de forma que cada subcuenca posee al menos una HRU. La escorrentía se predice separadamente para cada HRU y es canalizada en función del modelo digital del terreno para obtener el total en la cuenca.

Este modelo no considera las relaciones entre el río y los beneficios medioambientales. Es un modelo a largo plazo y no puede utilizarse para simular un único evento de precipitación o recarga. Tampoco tienen en cuenta posibles canales de riego.

9.3. Modelos de precipitación escorrentía

Loa modelos diarios de Precipitación-Escorrentía se pueden clasificar en tres grupos: modelos caja negra, modelos de procesos y modelos conceptuales (Chiew et al., 1993). En las aproximaciones con modelos de caja negra se utilizan funcicones empíricas como expresiones matemáticas o ecuaciones de series de tiempo para relacionar la escorrentía (salidas) con la precipitación (entradas del modelo). Tan sólo las entradas y las salidas tienen significado físico. Por otro lado, los modelos de procesos como SHE (Système Hydrologique European) (Abbott et al., 1986) o como IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model) (Beven 1989) simulan de una manera espacialmente distribuida, los procesos hidrológicos en la cuenca usando ecuaciones diferenciales parciales y de continuidad teniendo en cuanta procesos físicos. Son procesos más realistas y acurados que los blax box pero necesitan más parámetros para ser calibrados y tiene problemas de escala ya que derivan de ecuaciones generadas en el laboratorio. Los modelos conceptuales como Sacramento (Burnash et al., 1973) y SIMHYD, los cuales simulan la cuenca con un número de almacenes interconectados mediante funciones matemáticas que describen los movimientos de agua entre ellos, se pueden utilizar en la mayoría de situaciones. Se utilizan datos de precipitación y evapotranspiración para calibrar los modelos y reproducir los caudales observados. Las cuencas más grandes pueden subdividirse y estimar flujos en cada una.

Algunos de estos modelos ya han estado previamente descritos en las descripciones del método de cálculo (Capítulo 8).

9.3.1. Herramientas de modelización de Catchment Modelling Toolkit

Se trata de una serie de herramientas para modelizar diferentes aspectos y procesos de la cuenca que han sido desarrolladas por investigadores australianos y que vía web, ponen a disposición, gratuitamente, de todos los usuarios interesados. Dentro de este Catchment Modelling Toolkit se encuentran modelos para considerar el transporte a escala de cuenca, programas para delimitar y caracterizar las cuencas, para analizar los cambios en los usos del suelo, para estudiar los ecosistemas, para diseñar sistemas de gestión de avenidas, para evaluar los efectos de regulaciones legales, para realizar balances de agua urbanos, para tener en cuenta el crecimiento de la vegetación, modelos de erosión…

Entre estas herramientas se encuentra el paquete denominado Rainfall Runoff Library (RRL). Éste permite simular la escorrentía y los caudales en cuencas utilizando datos diarios de precipitación i evapotranspiración. Estos modelos se aplican a cuencas de entre 10 km2 y 10.000 km2 y con un paso de tiempo diario. Se utilizan también comúnmente para llenar los datos que faltan en una serie del hidrograma. Produce datos robustos y permite la calibración de los modelos de precipitación-escorrentía.

Los modelos incluidos en este paquete son:

- AWBM
- Sacramento
- SimHyd
- SMAR
- Tank

Los métodos de optimización para la calibración que incluye son:

- Algoritmo genético
- Shuffled Complex Evolution
- Multi start pattern search
- Pattern search

- Autocalibración AWBM (sólo para el modelo AWBM)

De este paquete hay que destacar que permite una evaluación fácil y rápida de diferentes modelos, suporta diferentes formatos de entrada de datos, permite visualizar los años más secos y más húmedos, permite periodos de calibración y realizar análisis de sensibilidad y presenta los datos en formas gráficas y de fácil interpretación.

Los datos de entrada que se requieren son la precipitación (una serie continua), la evapotranspiración potencial, datos de caudal de las estaciones de aforo (para calibrar los resultados del modelo) y el área de la cuenca.

Esta herramienta de modelización es gratuita pero hay que registrarse en la página web.

http://www.toolkit.net.au/cgi-bin/WebObjects/toolkit.woa/1/wa/productDetails?productID=1000003&section=ProductAccessPage&wosid=TZYHtFyT8XS2GpVDg7MtC0

- Más información sobre el producto puede encontrarse en:

http://www.toolkit.net.au/cgi-bin/WebObjects/toolkit.woa/1/wa/about?wosid=TZYHtFyT8XS2GpVDg7MtC0

9.3.1.1. SIMHYD

Modelo diario de Precipitación escorrentía. Es fácil de utilizar y de calibrar y se ha utilizado en muchos casos en Australia. Funciona bien para climas áridos. Incluye la rutina interna de flujo Muskingum para mejorar el timing de los flujos diarios. Permite modelizar las aportaciones por nieve. Su última modificación permite simular correctamente las avenidas importantes, flujos elevados (Tan *et al.,* 2005) y calcula la probabilidad de exceder anual un determinado flujo elevado. La calibración tiene en cuenta estos procesos.

Este modelo tiene 7 parámetros

9.3.1.2. Modelo HBV

http://www.uio.no/studier/emner/matnat/geofag/GEO4430/v06/undervisningsmateriale/HBVMOD.PDF