

Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales - Sección Ríos y Embalses
Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica
Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA)
Universidad de Granada

Tesis para la obtención del título de doctor
por las Universidades de Granada, Córdoba y Málaga
Dentro del programa de doctorado de título:
Dinámica de Flujos Biogeoquímicos y sus Aplicaciones

INTEGRACIÓN DEL CAUDAL BASE EN UN MODELO
DISTRIBUIDO DE CUENCA. ESTUDIO DE LAS APORTACIONES
SUBTERRÁNEAS EN RÍOS DE MONTAÑA

AGUSTÍN MILLARES VALENZUELA
(mivalag@ugr.es)

Directores de tesis:

María José POLO GÓMEZ
Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
Universidad de Córdoba
Miguel Ángel LOSADA RODRÍGUEZ
Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales
Universidad de Granada

Granada, 15 de Diciembre de 2008

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Tomás de Haro Muñoz
D.L.: GR. 2752-2008
ISBN: 978-84-691-8254-3

Índice

ÍNDICE	I
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABLAS	XV
ÍNDICE DE SÍMBOLOS	XVII
RESUMEN	XXI
CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN	4
1.2 ESCALAS	7
1.3 OBJETIVOS	8
CAPÍTULO 2	9
MODELADO DEL FLUJO SUBTERRÁNEO	9
2.1 INTRODUCCIÓN	9
2.2 CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DEL FLUJO SUBTERRÁNEO	10
2.2.1 CONCEPTOS HIDROGEOLÓGICOS BÁSICOS	10
2.2.2 TIPOS DE ACUÍFEROS.....	11
2.2.2.1 Según el grado de confinamiento	11
2.2.2.2 Según los materiales litológicos que forman el acuífero.....	11
2.2.2.3 Según la permeabilidad del acuífero.....	12
2.2.3 MOVIMIENTO DEL AGUA EN MEDIO POROSO	12
2.2.3.1 Porosidad.....	12
2.2.3.2 Conductividad hidráulica.....	13
2.2.3.3 Coeficiente de almacenamiento.....	14
2.2.3.4 Ley de Darcy	14
2.2.4 ECUACIÓN DE CONSERVACIÓN DE MASA.....	15
2.2.4.1 Régimen estacionario.....	15
2.2.4.2 Régimen no estacionario	16
2.2.5 RESOLUCIÓN DE ECUACIONES DIFERENCIALES DEL FLUJO EN MEDIO POROSO.....	16
2.2.5.1 Métodos analíticos	17
2.2.5.2 Métodos numéricos	18
2.3 CONDICIONES INICIALES Y DE CONTORNO EN MODELOS DE FLUJO SUBTERRÁNEO	18

2.4	MODELOS DE SIMULACIÓN DE FLUJO SUBTERRÁNEO. CÓDIGOS EMPLEADOS	19
2.5	CONEXIÓN ENTRE MODELOS HIDROLÓGICOS Y MODELOS DE FLUJO SUBTERRÁNEO.....	20
2.6	UTILIZACIÓN PUNTUAL DE MODELOS DE FLUJO SUBTERRÁNEO.....	23
2.7	APLICACIÓN DEL CÓDIGO MODFLOW EN LA CUENCA DEL RÍO GUADALFEO.	24
2.8	LIMITACIONES DE APLICACIÓN	27
2.9	CONCLUSIONES.....	28
	CAPÍTULO 3.....	29
	ESTUDIO DE LAS APORTACIONES SUBTERRÁNEAS DE FORMA AGREGADA	29
3.1	INTRODUCCIÓN.....	29
3.2	TIPO DE RESPUESTA DEL CAUDAL BASE.....	30
3.3	TÉCNICAS DE SEPARACIÓN DE CAUDAL BASE.....	31
3.3.1	MÉTODOS GRÁFICOS DE SEPARACIÓN	31
3.3.1.1	<i>Separación a escala de evento</i>	<i>31</i>
3.3.1.2	<i>Filtros recursivos</i>	<i>33</i>
3.3.1.3	<i>Otras técnicas gráficas.....</i>	<i>37</i>
3.3.2	OTROS MÉTODOS	37
3.4	RELACIÓN RÍO-ACUÍFERO	38
3.5	CARACTERIZACIÓN DE LAS APORTACIONES SUBTERRÁNEAS DE FORMA AGREGADA.....	40
3.5.1	DEPÓSITO LINEAL SIMPLE	41
3.5.2	MODELO DE DEPÓSITO CON DOS SALIDAS	43
3.5.3	MODELO DE DEPÓSITO NO-LINEAL.....	44
3.6	ESTUDIOS INDIRECTOS	45
3.6.1	ESTUDIO DE RECESIÓN DE CAUDALES	45
3.6.1.1	<i>Selección de curvas de recesión.....</i>	<i>47</i>
3.6.1.2	<i>Curva de Recesión Maestra</i>	<i>48</i>
3.6.1.3	<i>Estimación de parámetros de recesión.....</i>	<i>50</i>
3.6.2	OTROS ESTUDIOS INDIRECTOS	53
3.6.2.1	<i>Estudio de caudales diferenciales</i>	<i>53</i>
3.6.2.2	<i>Estudio con trazadores.....</i>	<i>54</i>
3.6.2.3	<i>Técnicas con sensores remotos</i>	<i>54</i>
3.7	ESTUDIO DE RECESIÓN EN LA CUECA DEL RÍO GUADALFEO	55
3.7.1	DATOS DE CAUDALES DISPONIBLES	57
3.7.1.1	<i>Limitaciones del registro de caudales.....</i>	<i>59</i>
3.7.2	ESTUDIO DE RECESIÓN ESTIVAL.....	60
3.7.2.1	<i>Metodología aplicada</i>	<i>60</i>

3.7.2.2	<i>Resultados</i>	64
3.7.3	ESTUDIO DE FRAGMENTOS DE RECESIÓN.....	69
3.7.3.1	<i>Metodología aplicada</i>	69
3.7.3.2	<i>Resultados</i>	72
3.8	INFLUENCIA DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA	75
3.9	CONCLUSIONES	78
CAPÍTULO 4.....		79
INTEGRACIÓN DEL CAUDAL BASE EN MODELOS HIDROLÓGICOS.....		79
4.1	INTRODUCCIÓN.....	79
4.2	MODELOS HIDROLÓGICOS	80
4.3	ADAPTACIÓN EN DIFERENTES MODELOS EXISTENTES.....	83
4.3.1	MODELO HEC-HMS	83
4.3.2	MODELO SWAT	85
4.3.3	MODELO SHE.....	86
4.3.4	MODELO TOPMODEL.....	87
4.4	PROPUESTA METODOLÓGICA PARA EL MODELADO DE CAUDAL BASE.....	88
4.4.1	DETERMINACIÓN DE ZONAS ACUÍFERAS	90
4.4.1.1	<i>Caracterización y estudio de los acuíferos existentes</i>	91
4.4.1.2	<i>Tipos de flujo</i>	92
4.4.1.3	<i>Relación entre acuíferos y red de drenaje</i>	92
4.4.2	ESTUDIO DE CAUDALES SUPERFICIALES	93
4.4.3	ESTUDIO DE LAS ACTUACIONES ANTRÓPICAS	93
4.5	INTEGRACIÓN DEL CAUDAL BASE EN EL MODELO WIM-MED.....	93
4.6	ZONIFICACIÓN	94
4.6.1	ESTUDIO DE ACUÍFEROS EXISTENTES	94
4.6.2	RELACIÓN ENTRE ACUÍFEROS Y LA RED DE DRENAJE	95
4.6.3	TIPOS DE MATERIALES	95
4.6.4	ZONAS ACUÍFERAS SELECCIONADAS	95
4.7	ESTUDIO DE LA RELACIÓN ALMACENAMIENTO-DESCARGA	98
4.8	CONFIGURACIÓN DEL MODELO.....	98
4.8.1	ECUACIONES DE ESTADO	101
4.8.1.2	<i>Acciones externas</i>	104
4.8.1.3	<i>Calculo de la aportación en la red fluvial</i>	106
4.9	CONCLUSIONES	106
CAPÍTULO 5.....		109
APLICACIÓN DEL MODELO PROPUESTO EN LA CUENCA DEL RÍO GUADALFEO.....		109
5.1	INTRODUCCIÓN.....	109

5.2	SELECCIÓN DE ZONAS DE APLICACIÓN	110
5.3	INFLUENCIA DE LA ACTIVIDAD ANTRÓPICA EN LOS CAUDALES MEDIDOS ...	111
5.3.1.1	<i>Subcuenca de Cádiz</i>	112
5.3.1.2	<i>Subcuenca de Trevélez</i>	112
5.3.1.3	<i>Subcuenca de Lanjarón</i>	113
5.4	CALIBRACIÓN	113
5.4.1	CALIBRACIÓN EN LA ZONA ACUÍFERA 1	116
5.4.1.1	<i>Descripción de la calibración</i>	116
5.4.1.2	<i>Simulación de calibración 1</i>	119
5.4.1.3	<i>Simulación de calibración 40</i>	121
5.4.1.4	<i>Simulación de calibración 9</i>	123
5.4.2	CALIBRACIÓN EN LA ZONA ACUÍFERA 4	126
5.4.2.1	<i>Descripción de la calibración</i>	126
5.4.2.2	<i>Simulación de calibración 9</i>	128
5.4.3	CALIBRACIÓN EN LA ZONA ACUÍFERA EN LA ZONA ACUÍFERA 10	130
5.4.3.1	<i>Descripción de la calibración</i>	130
5.4.3.2	<i>Simulación de calibración 9</i>	132
5.4.4	CONCLUSIONES DEL PERIODO DE CALIBRACIÓN	134
5.5	VALIDACIÓN	135
5.5.1	ESCALA ANUAL EN ÓRGIVA	137
5.5.2	ESCALA DE EVENTO EN ÓRGIVA	141
5.6	SIMULACIONES	143
5.7	CONCLUSIONES	144
	CAPÍTULO 6	147
	CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	147
6.1	CONCLUSIONES	147
6.2	FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	150
	BIBLIOGRAFÍA	153
	ANEJOS	167
	ANEJO 1	1
	LOS ACUÍFEROS DE LA CUENCA DEL GUADALFEO	1
A1.1	IDENTIFICACIÓN DE LAS UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	2
A1.2	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICA DE LOS MATERIALES QUE COMPONEN LA CUENCA DEL RÍO GUADALFEO	3
A1.2.1	MATERIALES DE SIERRA NEVADA	3
A1.2.2	MATERIALES ALPUJÁRRIDES	4
A1.2.3	MATERIALES DEL NEÓGENO-CUATERNARIO	5
A1.3	CARACTERÍSTICAS DE LOS ACUÍFEROS DE LA CUENCA	7

A1.3.1	ACUÍFERO DE SIERRA NEVADA	7
A1.3.2	ACUÍFEROS EN MATERIALES METAMÓRFICOS	8
A1.3.3	ACUÍFEROS CALIZO-DOLOMÍTICOS DEL BORDE S Y SW DE SIERRA NEVADA	9
A1.3.4	ACUÍFERO DE SIERRA DE LÚJAR	11
A1.3.5	ACUÍFERO DE LA UNIDAD DE ESCALATE	15
A1.3.6	ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL CHAPARRAL Y DE LAS GUÁJARES	18
A1.3.7	ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ALBUÑUELAS	19
A1.3.8	ACUÍFEROS EN CONGLOMERADOS	20
A1.3.9	ACUÍFEROS DETRÍTICOS CUATERNARIOS	21
A1.3.9.1	<i>Acuífero de la depresión del Padul</i>	21
A1.3.9.2	<i>Acuífero de la Vega de Motril-Salobreña</i>	22
A1.4	DESCRIPCIÓN GENERAL	24
ANEJO 2	1
EMPLEO DEL MODELO MODFLOW EN LA CUENCA DEL GUADALFEO	1
A2.1	EL CÓDIGO MODFLOW	1
A2.1.1	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	1
A2.1.2	ESTRUCTURA DE FUNCIONAMIENTO	5
A2.1.2.1	<i>Paquetes externos para la simulación de procesos de cuenca</i>	6
A2.2	EMPLEO DEL MODELO MODFLOW EN LA CUENCA DEL GUADALFEO	9
A2.2.1	CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ACUÍFERO	10
A2.2.1.1	<i>Datos topográficos</i>	10
A2.2.1.2	<i>Características geológicas e hidrogeológicas</i>	11
A2.2.2	BALANCE HÍDRICO	12
A2.2.2.1	<i>Recarga</i>	13
A2.2.2.2	<i>Descarga</i>	13
A2.2.3	RED DE MUESTREO. PIEZOMETRÍA	13
A2.2.4	DISCRETIZACIÓN DEL MEDIO	14
A2.2.4.1	<i>Geometría del acuífero</i>	14
A2.2.4.2	<i>Parámetros hidráulicos</i>	15
A2.2.4.3	<i>Recarga por infiltración</i>	20
A2.2.4.4	<i>Discretización de la red hidrográfica</i>	21
A2.2.4.5	<i>Discretización de manantiales</i>	22
A2.2.4.6	<i>Discretización de las entradas subterráneas</i>	22
A2.2.4.7	<i>Explotaciones por bombeo</i>	22
A2.2.4.8	<i>Descargas al mar</i>	24
A2.2.5	SIMULACIÓN DEL AÑO MEDIO	24
A2.2.5.1	<i>Calibración piezométrica</i>	24

A2.2.5.2	<i>Evaluación de la recarga</i>	27
A2.2.5.3	<i>Evaluación de la descarga</i>	30
A2.2.5.4	<i>Resumen del balance simulado</i>	34
A2.2.5.5	<i>Dirección del flujo</i>	37
A2.2.5.6	<i>Simulación a escala de evento</i>	37
A2.2.5.7	<i>Caracterización del evento</i>	37
A2.2.5.8	<i>Resultados obtenidos</i>	38
ANEJO 3		1
EL MODELO WIM-MED		1
A3.1 INTRODUCCIÓN		1
A3.2 INTERPOLACIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS		2
A3.2.1	TEMPERATURA.....	2
A3.2.2	PRECIPITACIÓN.....	3
A3.2.3	RADIACIÓN.....	3
A3.2.4	PRESIÓN DE VAPOR Y VELOCIDAD DEL VIENTO.....	4
A3.2.5	EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	4
A3.2.6	INTERCEPTACIÓN.....	6
A3.3 FUSIÓN DE NIEVE		9
A3.3.1	PRECIPITACIÓN Y NIEVE.....	9
A3.3.2	BALANCE DE MASA Y ENERGÍA.....	10
A3.3.3	EXTENSIÓN ESPACIAL.....	13
A3.4 ZONA NO SATURADA DEL SUELO		14
A3.4.1	INTERPOLACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL SUELO.....	14
A3.4.2	PROCESOS.....	15
A3.4.2.1	<i>Infiltración</i>	15
A3.4.2.2	<i>Infiltración profunda</i>	16
A3.4.2.3	<i>Exceso de lluvia</i>	17
A3.4.2.4	<i>Redistribución de la humedad</i>	17
A3.5 CIRCULACIÓN EN LADERA		17
A3.6 CIRCULACIÓN EN CAUCE		21
ANEJO 4		1
LAS ACEQUIAS DE SIERRA NEVADA		1
A4.1 INTRODUCCIÓN		1
A4.2 EFECTOS DE LAS ACEQUIAS EN LA HIDROLOGÍA		3
A4.3 INVENTARIO DE ACEQUIAS		4
A4.4 ESTIMACIÓN DE CAUDALES DE EXTRACCIÓN		11
A4.4.1	SUBCUENCA DE CÁDIAR.....	12

A4.4.2	SUBCUENCA DE TREVÉLEZ	13
A4.4.3	SUBCUENCA DE LANJARÓN	14
A4.4.4	SUBCUENCA DE POQUEIRA	14
A4.5	RESUMEN GENERAL	14

Índice de figuras

Figura 1; Esquema conceptual de procesos de escorrentía y recarga subterránea.....	2
Figura 2; Localización general de la cuenca del río Guadalfeo.....	5
Figura 3; Estructura básica del modelo físico de cuenca en el que se inserta este estudio.....	6
Figura 4; Dependencia de la escala y de la configuración del entorno subterráneo en las relaciones almacenamiento-descarga (Traducido de Barthel, 2006).....	7
Figura 5; Sistemas hidrológicos fundamentales considerados cuando los modelos hidrológicos e hidrogeológicos son acoplados (Traducido de Barthel, 2006).....	20
Figura 6. Distribución espacial de las zonas de recarga utilizadas en el estudio del acuífero de Motril-Salobreña (ITGME, 1999).....	21
Figura 7. Representación de la recarga en Motril-Salobreña según el año medio (Visual-Balan) y para tres años concretos (WiM-Med) en intervalos de diez días.....	23
Figura 8. Inventario de puntos de muestreo hidrogeológico en la cuenca del río Guadalfeo (ITGME, CHSE).....	25
Figura 9. Metodología seguida en el proceso de modelado del acuífero de Motril-Salobreña.....	26
Figura 10. Diferentes condiciones de contorno considerados en el modelado del acuífero de Motril-Salobreña.....	27
Figura 11; Separación gráfica a escala de evento. (1a) método de descarga constante (1b) método de la pendiente constante (1c) método del caudal base cóncavo (Linsley <i>et al.</i> 1982).....	32
Figura 12; Separación del caudal base a partir de métodos gráficos en las subcuencas de Cádiar y Trevélez, Sierra Nevada.....	33
Figura 13; Algoritmos de separación de caudal base propuestos por diferentes autores aplicados en los caudales registrados en la subcuenca de Cádiar, Sierra Nevada.....	37
Figura 14; Esquema de la evolución de un acuífero no confinado completamente conectado al cauce.....	39
Figura 15; Representación simplificada de un sistema acuífero mediante un modelo de depósito lineal simple.....	41
Figura 16; Modelo de depósito lineal con dos salidas.....	43
Figura 16; Modelo de depósito no lineal.....	44
Figura 17; Algoritmo de concatenación ascendente propuesto en este estudio.....	49
Figura 18; Diferentes metodologías de concatenación en función de la relación entre los fragmentos.....	50
Figura 19; Metodología en el proceso de ajuste y determinación de parámetros en las curvas de recesión (Tallaksen, 1995).....	51
Figura 20; Localización de las subcuencas seleccionadas, estaciones de aforo y distribución de unidades hidrogeológicas.....	56

Figura 21; Evolución de la precipitación media anual en las subcuencas estudiadas.	56
Figura 22; Evolución de la fusión de nieve anual en cada una de las subcuencas estudiadas.	57
Figura 23; Evolución de la evapotranspiración potencial media en cada una de las subcuencas estudiadas.	57
Figura 24; Datos de caudales disponibles como partida para la selección de recesiones.	59
Figura 25; Diferencias en la consideración de extracción durante la descarga.	60
Figura 26; Algoritmo de cálculo propuesto para el análisis de curvas de recesión en periodo estival.	61
Figura 27; Ejemplo de corrección de recesión en periodo estival detectados episodios de eventos. 63	
Figura 28; Curvas de recesión en periodo estival obtenidas en tres estaciones de Sierra Nevada.	64
Figura 29; Valores calculados correspondientes al parámetro lineal en el estudio individual de recesiones estivales.	65
Figura 30; Valores calculados correspondientes al parámetro no lineal b en el estudio individual. ...	66
Figura 31; Valores calculados correspondientes al parámetro lineal en el estudio individual e histograma.	66
Figura 32; Agrupación de recesiones estivales y ajuste de la CRM estival.	67
Figura 33; Relaciones entre la evapotranspiración, la fusión de nieve y el caudal inicial de recesión con el parámetro a no lineal.	69
Figura 34; Esquema metodológico empleado en el estudio de fragmentos de recesión.	70
Figura 35; Algoritmo de cálculo propuesto para el análisis de fragmentos de recesión.	71
Figura 36; Fragmentos de recesión obtenidas en tres estaciones de la cuenca del río Guadalfeo.	72
Figura 37; Concatenación descendente de fragmentos de recesión en la estación de Naríla (Cádiar).	73
Figura 38; Concatenación ascendente de fragmentos de recesión.	73
Figura 39; Concatenación descendente de fragmentos de recesión.	74
Figura 40; Concatenación descendente de fragmentos de recesión.	74
Figura 41; Relación entre el índice de compacidad y los coeficientes de almacenamiento de respuesta lenta en tres subcuencas de Sierra Nevada.	77
Figura 42; Esquema conceptual del algoritmo utilizado por el modelo de embalse lineal en la simulación de aportaciones subterráneas (Bennett, 1998).	85
Figura 43; Acuíferos confinados y no confinados utilizados por el modelo SWAT (Traducido de Dingman, 2001).	86
Figura 44; Configuración de modelos de depósito en el modelo SHE (Traducido de DHI, 2005). .	87
Figura 45; Configuración de modelos de depósito en el modelo TOPMODEL (Traducido de Beven y Kirkby, 1979).	88
Figura 46; Esquema metodológico general propuesto para la configuración de un modelo agregado de aportes subterráneos.	89
Figura 47; Diferentes metodologías en función del periodo temporal de selección de recesión.	90

Figura 48; Distribución de las diferentes unidades hidrogeológicas y las zonas acuíferas propuestas para el modelo de flujo subterráneo de la cuenca del río Guadalfeo	97
Figura 49; Distribución de las zonas acuíferas adoptadas en el modelo.....	97
Figura 50; Modelo conceptual de depósito planteado para la simulación de las aportaciones subterráneas.....	99
Figura 51; Esquema conceptual del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo	100
Figura 52; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo.....	101
Figura 53; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo.....	105
Figura 54; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo.....	106
Figura 55; Metodología seguida en el proceso de corrección de caudales registrados a partir de dos hipótesis de extracción.....	115
Figura 56; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Cádiar.....	117
Figura 57; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 de extracción para los dos periodos de calibración en la subcuenca de Cádiar.....	119
Figura 58; Simulación de calibración nº 1 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádiar.....	120
Figura 59; Simulación de calibración nº 1 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiar.....	121
Figura 60; Simulación de calibración nº 40 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádiar.....	122
Figura 61; Simulación de calibración nº 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiar.....	123
Figura 62; Simulación de calibración nº 9 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádiar.....	124
Figura 63; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración nº 9 para el periodo 2001-2002.....	124
Figura 64; Simulación de calibración nº 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiar.....	125
Figura 65; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración nº 9 para el periodo 2003-2004.....	125
Figura 66; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Trevélez.....	126
Figura 67; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 de extracción para el periodo de calibración 2001-2002, en la subcuenca de Trevélez.....	127
Figura 68; Simulación de calibración nº 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Trevélez.....	129
Figura 69; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración nº 9 para el periodo 2003-2004.....	129
Figura 70; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Lanjarón.....	130

Figura 71; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 en la subcuenca de Lanjarón. ...	132
Figura 72; Simulación de calibración nº 9 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Lanjarón.	133
Figura 73; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración nº 9 para el periodo 2001-2002 en la zona acuífera nº 10.....	133
Figura 74; Simulación de calibración nº 9 correspondiente al periodo 2003-2004 en la zona acuífera nº 10.....	134
Figura 75; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración nº 9 para el periodo 2003-2004 en la zona acuífera nº 10.....	134
Figura 76; Datos de caudales disponibles en la estación de Órgiva.	135
Figura 77; Localización de la estación de aforo de Órgiva y extensión de la subcuenca simulada en el periodo de validación.....	136
Figura 78; Simulación de validación correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Órgiva.....	137
Figura 79; Simulación de validación correspondiente al periodo 2002-2003 en la subcuenca de Órgiva.....	138
Figura 80; Simulación de validación correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Órgiva.....	139
Figura 81; Simulación de validación correspondiente al periodo 2004-2005 en la subcuenca de Órgiva.....	140
Figura 82; Diferencia acumulada entre volúmenes medidos y simulados en las simulaciones de Órgiva.....	141
Figura 83; Simulación de validación correspondiente al evento 16/03/03 en la subcuenca de Órgiva.....	142
Figura 84; Resultados simulados frente a medidos en la simulación a escala de evento.....	142
Figura 85; Simulación bajo supuesto de disminución del 10% de la precipitación y aumento del 2% de la temperatura en el periodo 2002-2003.....	143
Figura 86; Simulación bajo supuesto de disminución del 10% de la precipitación y aumento del 2% de la temperatura en el periodo 2003-2004.....	144

ANEJOS

Figura A: 1. Acuíferos localizados en la Cuenca del río Guadalfeo	25
Figura A: 2. Discretización espacial de un acuífero en MODFLOW	2
Figura A: 3. (a) Ubicación de la celda (i,j,k) en el espacio, rodeada por las celdas adyacentes a sus caras con los respectivos subíndices que las caracterizan (b): Flujo dentro de la celda (i,j,k) proveniente de la celda adyacente (i,j-1,k).	3
Figura A: 4. Esquema general del código MODFLOW.	6
Figura A: 5. Sección transversal de un acuífero conteniendo un río(a). Representación simplificada de la conexión entre el río y el acuífero (b).	8

Figura A: 6. Corte longitudinal del río Guadalfeo en su transcurso por el acuífero de Motril-Salobreña.....	11
Figura A: 7; Nivel piezométrico estacional del acuífero de Motril-Salobreña calculado para el modelo.....	14
Figura A: 8. Superficies correspondientes a los diferentes estratos hidrogeológicos considerados en el modelo de Motril-Salobreña.....	15
Figura A: 9. Interpolación espacial de los datos de permeabilidad definidos por diferentes autores 16	
Figura A: 10. Distribución espacial de las diferentes zonas en función de las permeabilidades consideradas ven el modelo.....	19
Figura A: 11. Medias mensuales de excedentes en el Azud del Vínculo para el periodo 1972-1998 (ITGME, 1999).....	21
Figura A: 12. Distribución de los pozos de extracción simulados en el modelo de Motril-Salobreña.....	23
Figura A: 13. Niveles calculados con respecto a los observados para los tiempos de observación correspondientes a la primera simulación.....	24
Figura A: 14; Niveles calculados con respecto a los observados para los tiempos de observación correspondientes a la segunda simulación.....	26
Figura A: 15. Evolución temporal de la recarga por infiltración en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	27
Figura A: 16. Evolución temporal de la recarga subterránea en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	28
Figura A: 17. Evolución temporal de la recarga procedente de la red hidrográfica en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	29
Figura A: 18. Evolución temporal de la recarga por intrusión marina en el acuífero de Motril-Salobreña.....	30
Figura A: 19. Evolución temporal de las extracciones por bombeo en pozos y sondeos en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	31
Figura A: 20; Evolución temporal de las salidas al mar del sistema en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	32
Figura A: 21; Comparativa entre las descargas hacia el mar y la recarga por infiltración en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	32
Figura A: 22. Evolución temporal de las descargas hacia la red hidrográfica en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	33
Figura A:23. Evolución temporal de las descargas en los manantiales en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	34
Figura A: 24. Diferencias en el balance hídrico en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	36
Figura A: 25. Dirección del flujo simulado en el acuífero de Motril-Salobreña.....	37
Figura A: 26. Evolución de la infiltración producida por el evento en el acuífero de Motril-Salobreña.....	38
Figura A: 27. Evolución de la respuesta al evento de la salida al mar en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.....	39

Figura A: 28. Evolución de la respuesta al evento de la salida en manantiales en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.	39
Figura A: 29. Balance de agua en la cubierta vegetal.	6
Figura A: 30. Flujos de masa (en gris) y energía (en negro) actuantes sobre la capa de nieve.	10
Figura A: 31. Representación teórica del efecto de reducción del área ocupada por la nieve dentro del tramo en función de la cantidad de nieve.	13
Figura A: 32. Curva de agotamiento empírica.	13
Figura A: 33. Estructura de la ZNS.	15
Figura A: 34. Modelo de circulación del flujo superficial.	18
Figura A: 35. Posibles direcciones de vertido y representación esquemática de la red.	20
Figura A: 36. Época de ejecución de limpieza y reparación en una acequia de careo y periodo de carga. (Cano-Manuel, 2000).	2
Figura A: 37. Época de ejecución de limpieza y reparación en una acequia de riego y periodo de carga. (Cano-Manuel, 2000)	2
Figura A: 38 a-b. Superficie de la cuenca del río Lanjarón que vierte sobre una acequia en lugar de hacerlo sobre la red de drenaje natural. Comparación entre la red natural de drenaje y la formada por las acequias. Perfil longitudinal del río Lanjarón, de los barrancos que vierten en él y de las acequias que salen de él. (Figura tomada González Ayestarán, R. 2000).	3
Figura A: 39. Distribución de las diferentes acequias inventariadas en las subcuencas de estudio.	6
Figura A: 40. Fotografía correspondiente a una campaña de estimación de caudal de acequias.	12

Índice de tablas

Tabla 1; Volumen de recarga anual simulada por los modelos Visual-Balan y WiM-Med para el acuífero de Motril-Salobreña.	22
Tabla 2; Volumen de recarga anual estimada por diferentes autores para el acuífero de Motril-Salobreña.....	22
Tabla 3; Filtros recursivos digitales en el análisis de caudal base.....	35
Tabla 4; Relación entre algunos filtros recursivos y el ICB.....	36
Tabla 5; Registros de caudales en las diferentes estaciones consideradas en el proceso de calibración y validación.	58
Tabla 6; Resultados de los diferentes parámetros ajustados en el estudio de recesión estival.	67
Tabla 7; Resultados de los diferentes parámetros ajustados en el estudio de fragmentos de recesión.	75
Tabla 8; Relación entre el coeficiente de almacenamiento lineal (k), área e índice de Gravelius en tres subcuencas de Sierra Nevada.	77
Tabla 9; Zonas acuíferas seleccionadas para el modelo	96
Tabla 10; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádíar. Periodo 2001-2002.	114
Tabla 11; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádíar. Periodo 2001-2002.	118
Tabla 12; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádíar. Periodo 2003-2004.	118
Tabla 13; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Trevélez. Periodo 2003-2004	127
Tabla 14; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Lanjarón. Periodo 2001-2002	131
Tabla 15; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Lanjarón. Periodo 2003-2004	131
Tabla 16; Parámetros utilizados en el periodo de calibración	135
Tabla 17; Resumen de las características hidrogeológicas de los materiales que forman la cuenca del río Guadalfeo	6
Tabla 18; Caudales estimados en el manantial de Vélez de Benaudalla.....	13
Tabla 19; Caudales estimados en el manantial de Rules.....	13
Tabla 20; Recursos estimados en los distintos acuíferos en conglomerados a partir de la lluvia útil.20	
Tabla 21; Distribución en altura de superficies dentro del acuífero de Motril-Salobreña	10
Tabla 22; Datos correspondientes a los parámetros hidráulicos del acuífero de Motril-Salobreña estimados por diferentes autores.	12
Tabla 23; Recarga del acuífero de Motril-Salobreña, estimados por diferentes autores	13
Tabla 24; Descarga del acuífero de Motril-Salobreña, estimados por diferentes autores	13

Tabla 25; Parámetros de coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico adoptados	17
Tabla 26; Zonificación adoptada para el modelo en función de las permeabilidades	18
Tabla 27; Estimación de recarga por riego (ITGME, 1.999).....	20
Tabla 28; Parámetros de la red de drenaje utilizados en el modelo.....	21
Tabla 29; Errores cometidos en la simulación de Motril-Salobreña	25
Tabla 30; Resultados estadísticos de residuos en la simulación de Motril-Salobreña.....	26
Tabla 31; Evolución temporal de los componentes del balance hídrico acumulado (datos en m ³)...35	
Tabla 32; Resultados de la simulación en Motril-Salobreña	36
Tabla 33; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Cádiar.....	7
Tabla 34; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Trevélez.....	8
Tabla 35; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Lanjarón.	9
Tabla 36; Tabla correspondiente a las superficies de cultivo, ETo y Necesidades de riego.....	9
Tabla 37; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Poqueira.	10
Tabla 38; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Órgiva.....	15

Índice de símbolos

α	Compresibilidad vertical del agua	k	Constante de recesión o de almacenamiento
α	Albedo	\mathcal{K}	Constante de Prandtl-von Kármán
β	Parámetro de filtro recursivo	L	Longitud
\mathcal{B}	Compresibilidad del agua	\mathcal{L}	Radiación de onda larga o termal
γ	Constante psicrométrica	L_v	Calor latente de vaporización del agua a 0°C
λ_f	Calor latente de fusión del agua	M	Masa del fluido
σ	Constante de Stephan-Boltzman	e_r	Espesor del lecho del río
ρ	Densidad del agua	m	Porosidad total
ρ_a	Densidad de la atmósfera	m_e	Porosidad efectiva
ρ_n	Densidad de la nieve	m_r	Porosidad de retención
Ψ_{mf}	Potencial matricial en el frente de humedecimiento	N	Número de días
$\Delta\theta$	Intervalo desde la humedad en saturación	NR	Necesidades de riego
A	Área	P	Perímetro
E	Energía radiante disponible	P_p	Precipitación incidente
a	Parámetro de recesión	P_z	Extracción de pozos
B_t	Caudal base	p	Presión atmosférica
C	Conductancia	Q	Caudal
\mathcal{C}	Parámetro de forma	Q_{ext}	Caudal externo al acuífero
C_d	Conductancia hidráulica del dren	Q_{lat}	Flujo subsuperficial lateral
C_l	Conductancia hidráulica del lecho	Q_{riv}	Caudal entre el río y el acuífero
C_d	Coefficiente de resistencia de la cubierta	Q_{sub}	Caudal aportado por el flujo subterráneo
C_{cl}	Índice de claridad medio diario	q	Caudal específico
k_*	Constante de recesión de caudal adimensional	q_{inf}	Caudal específico entrante procedente de la infiltración del suelo

c_p	Calor específico del aire	q_{perc}	Caudal específico de infiltración procedente de la zona no saturada
c_{ea}	Calor específico del aire	q_d	Caudal de escorrentía directa
c_{eh}	Calor específico del hielo	q_1	Caudal específico de respuesta rápida
c_{ev}	Calor específico del vapor de agua	q_2	Caudal específico de respuesta lenta
D	Drenaje	\mathbb{R}	Número de Reynolds
D_c	Flujo de agua que drena a través de la cubierta	R_o	Radiación extraterrestre
E	Evaporación	R_g	Radiación global
EA	Cantidad de nieve actual	$R_n \gamma$	Radiación neta
EA_{max}	Cantidad de nieve máxima que se ha alcanzado en el presente ciclo de fusión	r	Intensidad de lluvia
E_a	Transporte aerodinámico	r_a	Resistencia aerodinámica
E_{atm}	Emisividad de onda larga de la atmósfera	r_c	resistencia de la cubierta
E_T	Evapotranspiración	S	Almacenamiento
ETP	Evapotranspiración potencial	SC	Superficie de cultivo
ETc	Evapotranspiración del cultivo	S_y	Rendimiento específico
EvS	Evapotranspiración del suelo	S_{y1}	Rendimiento específico del almacenamiento de respuesta rápida
e	Espesor	S_{y2}	Rendimiento específico del almacenamiento de respuesta lenta
e_a	Presión de vapor de la atmósfera	S_s	Coefficiente de almacenamiento específico
e_{sn}	Presión de vapor sobre la superficie de la nieve	\mathcal{T}	Transmisividad
F	Caudal específico de fuentes externas	T	Temperatura media diaria
\mathcal{F}	Fusión que escurre por el fondo	T_{atm}	Temperatura medida en la atmósfera
G	Intercambio de calor sensible con el suelo	T_{sn}	Temperatura de la superficie de la nieve
\mathbb{G}	densidad de flujo de calor en el suelo	t	Tiempo
H	Intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera	t_e	Tiempo de encharcamiento
H_{red}	Tiempo sin lluvia	U	Energía interna por unidad de superficie
H_{riv}	la altura de la corriente del río	U_n	Energía interna total de la masa de nieve

h	Nivel piezométrico/altura	UE	Energía interna asociada a la evaporación
I	Caudal de entrada	UR	Energía interna asociada a la precipitación
I_p	Interceptación de lluvia	u	Velocidad según eje
I_a	Infiltración acumulada	\mathcal{V}	Transporte de nieve
ICB	Índice de Caudal Base	V	Volumen
Ic	Índice de compacidad o de Gravelius	V_e	Volumen efectivo
i	Intensidad de infiltración	V_p	Volumen de poros
i	Gradiente hidráulico	v	Velocidad de flujo
\mathbb{K}	Radiación de onda corta o solar	W	Ancho del río
K	Conductividad hidráulica	w	Disponibilidad de agua en la cubierta
K_h	Conductividad hidráulica horizontal	ZS	Zona saturada
K_v	Conductividad hidráulica vertical	ZNS	Zona no saturada
\mathbb{K}_s	Radiación solar incidente medida	z_0	Altura de rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento

Resumen

Este trabajo aborda el estudio del caudal base para su integración en un modelo hidrológico distribuido a escala de cuenca, aplicado en cuencas mediterráneas. La consideración de estas aportaciones subterráneas tiene una gran importancia en la valoración completa de los recursos hídricos disponibles a lo largo del año, pues constituyen con frecuencia la única contribución que se mantiene durante el periodo estival.

En este sentido, se han valorado diferentes aproximaciones a lo largo de este trabajo de investigación encaminadas al modelado de las aportaciones subterráneas a escala de cuenca en la cuenca del río Guadalfeo, que comprende la vertiente sur de Sierra Nevada, cuyo comportamiento hidrológico está influenciado fundamentalmente por la dinámica de la nieve. En primer lugar, se ha evaluado la viabilidad de la aplicación de códigos numéricos de flujo subterráneo en medio poroso, con el fin de mantener el carácter distribuido del modelo hidrológico en el que se integra este trabajo. Para ello, se han valorado los diferentes modelos existentes seleccionando el modelo MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) por incluir diferentes módulos independientes del programa principal, que recogen procesos muy específicos del sistema simulado, como el efecto de la evapotranspiración, el estudio de la relación río-acuífero, las extracciones o recargas por pozos, la recarga por la lluvia, etc. Así, se realizaron simulaciones en diferentes acuíferos de la cuenca del Guadalfeo como el acuífero de Lújar, Escalate y Motril-Salobreña. La falta de información necesaria para la configuración de las diferentes condiciones iniciales y de contorno en dichas simulaciones ha puesto de manifiesto las grandes limitaciones en el empleo de estos modelos en cuencas mediterráneas, con información hidrogeológica muy limitada. Tan solo en el acuífero de Motril-Salobreña se ha podido caracterizar la aportación y recarga, si bien los resultados no pueden extrapolarse al resto de unidades, ni las pautas de su comportamiento, por su localización costera en la cuenca y las características de sus materiales.

En segundo lugar, se ha efectuado un estudio indirecto de la relación río-acuífero en la cuenca a partir del análisis de recesión de caudales en puntos de aforo concretos. Se ha desarrollado una metodología de selección y corrección de recesiones a partir de los caudales medidos, que se apoya en el uso de un modelo hidrológico para cuantificar procesos que pueden alterar la relación almacenamiento-descarga en el acuífero, principalmente fusión de nieve, evapotranspiración y precipitación, y que ha permitido identificar y separar fragmentos de recesión a lo largo de todo el año y no sólo para los periodos estivales. La obtención de Curvas de Recesión Maestras ha permitido cuantificar los coeficientes de almacenamiento en las subcuencas de la vertiente sur de Sierra Nevada, así como diferenciar en la respuesta subterránea flujos rápidos, originados por la circulación subsuperficial a través de la red de fracturas superficiales de los materiales de esta zona, y flujos lentos debidos a la descarga desde zonas más profundas del acuífero. Los resultados identifican adecuadamente patrones comunes de comportamiento lineal asociados a la morfología superficial de las fracturas en los materiales que conforman la zona, y han caracterizado el tiempo de respuesta de este flujo con órdenes de 10 días frente a los recesos de origen más profundo, con escalas más lentas de respuesta, entre 17 y 22 días.

Los resultados anteriores se han integrado como aportaciones subterráneas en un modelo hidrológico completo a escala de cuenca, con un enfoque semidistribuido que permite capturar la heterogeneidad espacial de la recarga del acuífero y su variabilidad temporal, y que considera el sistema subterráneo como un conjunto de dos depósitos acoplados con diferentes umbrales de

descarga y tiempos de respuesta, que reproducen los flujos subterráneos rápido y lento caracterizados previamente y que diferencia materiales fracturados de materiales porosos. El modelo es fácilmente aplicable a otras cuencas a partir de información básica correspondiente a medidas de caudal y delimitación de las diferentes unidades hidrogeológicas existentes. La calibración del modelo ha permitido estimar en primera aproximación a partir de las simulaciones de los periodos 2001/02 y 2003/04 las detracciones de agua realizadas por el sistema tradicional de acequias existente en la zona, sin cuantificar propiamente hasta ahora.

Finalmente, se ha realizado una validación del modelo en una zona más amplia de la cuenca, la subcuenca de Órgiva, donde las principales aportaciones en forma de caudal base se corresponden con los materiales nevado-filábrides de las subcuencas seleccionadas en el periodo de calibración, simulando el periodo comprendido entre 2001-2005. Los resultados obtenidos confirman las diferencias entre caudales observados y simulados que, de manera general, se encuentran dentro de las estimaciones de extracción por acequias supuestas para las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Poqueira con un caudal máximo de extracción estimado en 8,2 m³/s. El modelo aporta información muy interesante con respecto al régimen natural de caudales y los volúmenes extraídos acotando la extracción entre el 40-50 % de los caudales superficiales con magnitudes que pueden variar entre 33 hm³ en un año seco y 160 hm³ en uno húmedo.

El trabajo ha permitido cuantificar la gran influencia de la fusión de nieve en el caudal base y su gran relación con la extracción antrópica. Los resultados se han completado con simulación de un escenario hipotético con aumento de temperatura del 10% y disminución de precipitación del 30% (escenario previsible para 2050, según el informe *Impacts of Europe's Changing Climate- 2008*, elaborado en conjunto por la EEA-JRC-WHO). En este escenario, las pérdidas de recursos hídricos en esta cuenca asociadas a la disminución de caudal base por menor precipitación y fusión de la nieve, y mayor evaporación desde el suelo se han estimado entre 53 hm³ y 72 hm³. El potencial del uso de modelos con base física, aun contemplando de manera global el sistema subterráneo, han quedado por tanto patentes.

Capítulo 1

Introducción

El agua es un recurso natural finito y vulnerable que resulta esencial para la vida en nuestro planeta. Tiene un valor económico, social y ambiental en todos los usos a los que se destina por lo que su análisis, administración, planificación y gestión ha de contemplar las relaciones existentes entre la economía, la sociedad y el marco geográfico del espacio físico en donde se desarrolla el ciclo hidrológico, las cuencas hidrográficas.

Las aproximaciones científicas al estudio del ciclo hidrológico, con el objetivo final de que éste sea manejado correctamente y de una manera sostenible, es una necesidad para la sociedad actual, especialmente en entornos áridos donde el agua es un bien escaso y los escenarios futuros diagnostican una disminución de su disponibilidad. La conservación del recurso agua y su buena gestión son elementos de vital importancia que repercuten en la sociedad.

Para la comprensión del sistema hidrológico superficial, se deberán estudiar todos los aportes que reciben los cursos de agua de una cuenca. Estas aportaciones se encuentran asociadas a diferentes procesos físicos que interactúan entre sí de manera más o menos directa y con diferente grado de complejidad, desarrollándose a diferentes escalas espaciales y temporales.

El avance de modelos matemáticos destinados a evaluar los recursos hídricos de las cuencas hidrográficas exige un estudio detallado de cada uno de los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico, por lo que se hace necesario acotar estos procesos tanto espacial como temporalmente para poder evaluar la respuesta hidrológica bajo diferentes supuestos de variabilidad climática y cambios en los usos del suelo, es necesario abordar el estudio con modelos de base física y localizar, determinar y comprender cada uno de los aportes que se incorporan al ciclo hidrológico separando cada una de las fuentes. Así, un modelo físico distribuido permite discernir cada componente de a los aportes al sistema, estudiando y calibrando cada proceso relacionado con el sistema al que pertenece.

Dentro del ciclo hidrológico, dependiendo de la procedencia de los recursos, la escorrentía puede definirse de una manera muy simplificada como la suma de dos componentes; escorrentía directa, que se genera como respuesta rápida resultado de episodios de lluvia o fusión de nieve por superar la entrada de agua, la capacidad de infiltración a través del suelo, y, por otro lado, escorrentía subsuperficial y base correspondiente a la fracción de agua que, una vez infiltrada, recarga y circula a través de los acuíferos descargando posteriormente su almacenamiento en los ríos, lagos o en el mar.

Este tipo de flujo, de respuesta más lenta y continuada y, en la mayoría de los casos, procedente del almacenamiento subterráneo, se denomina flujo base o **caudal base** de un río y su importancia es crucial desde el punto de vista cuantitativo y cualitativo de los recursos del sistema.

El conocimiento de estas aportaciones, de mayor inercia y de respuesta más lenta que las aportaciones superficiales, proporciona valores umbrales para el desarrollo de determinadas actividades o usos en muchas cuencas y es esencial para la gestión de los recursos hídricos. Por otra

parte, su importancia con respecto al estado de conservación del ecosistema fluvial es elevada ya que el caudal base de los ríos condiciona la magnitud y la permanencia de los caudales mínimos, que desempeñan un papel fundamental desde el punto de vista de las diferentes especies que habitan en estos ecosistemas (García de Jalón, 2001).

En cuencas de montaña los aportes de fusión de nieve contribuyen asimismo a mantener los caudales en periodos de ausencia de lluvia y pueden llegar a ser muy superiores a los aportes subterráneos dominando el caudal base en cuencas poco permeables (Hewlett y Hibbert, 1963; Tallaksen, 1995). De esta manera, el caudal base puede definirse desde una perspectiva más amplia como la porción de flujo proveniente del agua subterránea y otras fuentes de aporte desfasado en el tiempo (Hall, 1968).

En la Figura 1, se muestran diferentes procesos de aportaciones que suman escorrentía en una cuenca. Cuando la escorrentía directa ocasionada por la precipitación cesa, los procesos dominantes que realizan aportaciones a los ríos proceden principalmente del almacenamiento del suelo y de la zona saturada. En caso de existir procesos de fusión de nieve, el ritmo lento de este proceso favorece los procesos de infiltración por lo que puede considerarse que la mayor parte de estos aportes se realizan desde el suelo o, en el caso de recargar los acuíferos, desde la zona saturada.

Esta generalización y heterogeneidad de origen relacionada con el caudal base, obliga a estudiar el sistema, separando cada uno de los procesos involucrados. En este estudio, la definición de caudal base estará vinculada con la zona saturada del suelo y en general a los diferentes sistemas acuíferos.

Esta delimitación que vincula las aportaciones subterráneas como origen del caudal base coincide con los estudios de muchos autores que afirman que la mayor parte de las aportaciones de caudal base corresponden a la zona saturada del suelo y, en la mayoría de los casos, a acuíferos poco profundos generalmente no confinados (Hall, 1968; Wittenberg y Sivapalan, 1999; Sophocleus, 2002; Chapman, 2002).

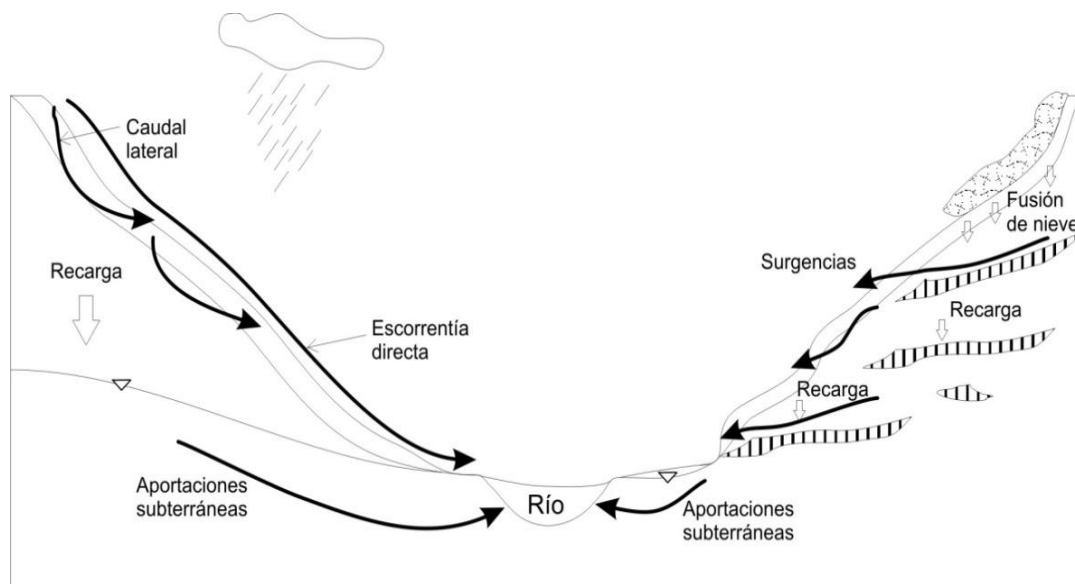


Figura 1; Esquema conceptual de procesos de escorrentía y recarga subterránea.

Por lo tanto es preciso diferenciar aquellas aportaciones correspondientes al suelo cuando éste tiene un contenido de agua elevado. Este flujo recibe el nombre de flujo intermedio (*interflow*) y comprende principalmente la zona del suelo. Beven (1989) define este “flujo intermedio” como un flujo cercano a la superficie dentro del perfil del suelo resultado de la filtración hacia el río dentro del marco temporal asociado al evento; también es conocido como caudal lateral y debe

diferenciarse de las aportaciones subterráneas procedentes de la zona saturada tanto en su delimitación espacial dentro del sistema como en su tipo de respuesta.

La infiltración profunda procedente del suelo recarga la zona saturada. Esta zona puede ser de naturaleza muy diferente como se remarcará en un capítulo posterior; en medio poroso uniforme, las aportaciones de caudal base se producen en estrecha relación con la red de drenaje mientras que en medios más heterogéneos, la existencia de zonas impermeables conduce el flujo de forma preferencial hacia diferentes surgencias o manantiales que contribuyen al caudal base.

Una vez delimitada la procedencia del caudal base, es importante remarcar la relevancia del almacenamiento subterráneo. Los recursos hídricos almacenados de manera subterránea representa más del 95% de las reservas mundiales de agua dulce (Simposio Internacional para el Uso Sostenible de las Aguas Subterráneas, Alicante, 2006). Estas reservas se caracterizan de forma general por ser importantes en cuanto a volumen almacenado, tener una amplia distribución geográfica, buena calidad biogeoquímica y una gran inercia frente a las fluctuaciones estacionales conformando, de esta manera, un recurso renovable muy importante si es gestionado de manera adecuada. Las aguas subterráneas generan el caudal de base de muchos ríos, llegando a representar el 90% de su caudal en algunos casos.

En el entorno mediterráneo, el almacenamiento subterráneo constituye una componente esencial del ciclo hidrológico siendo, durante miles de años, el recurso hídrico fundamental de muchos pueblos a través del aprovechamiento directo de manantiales y pozos. Los acuíferos mediterráneos juegan un papel crucial en la disponibilidad y aprovechamiento del agua dadas las condiciones climáticas áridas y semiáridas, con ciclos de sequía periódicos que se producen y el carácter regulador y de almacenamiento que desempeñan éstos en las cuencas hidrográficas. La recarga de acuíferos en Andalucía se estima en 3600-3800 hm³/año, es decir, la cuarta parte de los recursos hídricos naturales y configuran unas reservas subterráneas tan solo en los 50 metros superficiales estimada en 100000 hm³, lo que supone unas 10 veces la capacidad de los embalses existentes en la actualidad (ITGE, 1998).

A pesar de esta importancia, hoy por hoy constituye un recurso relativamente desconocido, donde la existencia de estudios de detalle se encuentra muy limitada. Además, su relevancia es difícil de percibir por los ciudadanos y las diferentes administraciones, no siendo posible la realización de un uso regulado y sostenible.

El estudio de la relación almacenamiento subterráneo-descarga superficial es un primer paso a la hora de caracterizar y predecir el comportamiento de esta interacción entre sistema superficial y subterráneo. En este sentido, la complejidad y la heterogeneidad de la mayoría de las cuencas de dimensiones medias o grandes impide la generalización de esta relación a toda la cuenca siendo necesario recurrir a su estudio indirecto a través de su manifestación en caudales superficiales (manantiales, aportes en subálveo de ríos, pequeñas surgencias,...). Estas particularidades limitan el planteamiento de base física y distribuida del modelo global en el que se integra.

En este documento se presenta el planteamiento de este problema a escala de cuenca. Para ello, en primer lugar, se plantea el proceso desde un punto de vista de caracterización del flujo subterráneo como flujo en medio poroso. En esta primera aproximación se exponen las bases teóricas del flujo saturado en medio poroso y se evalúan las ventajas y los inconvenientes de este tipo de enfoques así como sus principales limitaciones para su integración a escala de cuenca.

Posteriormente, el estudio se centra en la caracterización del caudal base de manera indirecta y a escala de cuenca, analizando las diferentes metodologías existentes y las diferentes propuestas de modelado e incorporación en un modelo hidrológico. Por último se elabora una propuesta de modelado de estas aportaciones integrado en un modelo global de cuenca y se realiza su aplicación en una cuenca mediterránea, la cuenca del río Guadalfeo, en el sur de Granada, donde además, la

dinámica de los flujos de agua está condicionada por los aportes de nieve y las características de los materiales del perfil superficial del suelo.

1.1 Antecedentes y justificación

En 2003 finaliza la construcción de la presa de Rules en el cauce del río Guadalfeo, que atraviesa de este a oeste el sur de la provincia de Granada y que, tras unirse con el río Ízbor, desemboca al mar Mediterráneo en Salobreña, a sólo 70 km de las cotas más altas de la Península Ibérica. El reciente desarrollo urbanístico en la costa, asociado a una mayor demanda turística y de segunda residencia, junto con las expectativas de transformación agrícola hacia productos más rentables que ha provocado la construcción de la presa, ejercen una presión cada vez mayor sobre los recursos hídricos disponibles en la zona, presión que se manifiesta en mayores demandas de consumo de agua.

La cuenca del río Guadalfeo se encuentra situada en el extremo sudeste de la provincia de Granada y tiene una extensión aproximada de 1300 km² (Figura 2). Se asienta básicamente en la región de la Alpujarra granadina, pero también ocupa un amplio sector del Valle de Lecrín y en menor cuantía de la Costa del Sol en la zona sur. Sus límites son: al Norte, la línea de cumbres de Sierra Nevada, al Este, la divisoria de aguas entre el río Guadalfeo y el río Adra, al Sur, las líneas de cumbres de las Sierras de La Contraviesa y Lújar, y al Oeste, el Valle de Lecrín y la Sierra de los Guájares.

Este entorno se encuentra fuertemente influenciado por los fuertes contrastes en el medio físico (climatología, hidrología, etc.) que en gran medida están determinados por los enormes gradientes de altitud existentes en el área, con cambios de aproximadamente 3000 m en los escasos 30 km que separan el mar Mediterráneo de las cumbres de Sierra Nevada.

La temperatura media anual de la zona costera es aproximadamente 18° C, superior a la temperatura media en las zonas más altas (por encima de 2000 m) que es inferior a 10° C. La precipitación media anual de la cuenca es aproximadamente 620 mm, si bien esta varía desde 500 mm/año en las cotas más bajas hasta los 1000 mm/año, fundamentalmente en forma de nieve, que se registran en las zonas más altas de la vertiente sur de Sierra Nevada.

El comportamiento hidrológico de la cuenca está marcado por la ocurrencia de fenómenos de avenida en respuesta a eventos singulares de lluvia (borrascas o tormentas convectivas de carácter local) o deshielo. Los aportes procedentes del deshielo se concentran en los meses de abril a julio, y los caudales son mínimos durante los meses de agosto y septiembre. La hidrogeología de la cuenca está marcada igualmente por una gran heterogeneidad de los materiales existiendo acuíferos tanto en materiales carbonatados como detríticos así como en materiales metamórficos o en turberas en donde el comportamiento del flujo subterráneo es muy complejo.

En este contexto, la Junta de Andalucía, representada por El Instituto del Agua de Andalucía, firma el 14 de noviembre de 2002 con la Universidad de Granada el convenio “*Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo*”, con el fin de disponer de un modelo de gestión integral de los recursos hídricos en esta cuenca, que permita responder al trinomio clásico en planificación *cuánto-dónde-cuándo*, añadiendo cómo y con qué incertidumbre. El objetivo de este proyecto es obtener un modelo que permita:

- Describir el comportamiento integral de la cuenca en relación a los procesos que determinan la cantidad y calidad del agua.
- Cuantificar su variabilidad espacial y temporal.
- Acotar el nivel de incertidumbre asociado a cada resultado.

- Predecir la influencia del embalse sobre los procesos en la cuenca vertiente y sobre la línea de costa.
- Describir el funcionamiento interno del embalse y su influencia sobre la calidad del agua.

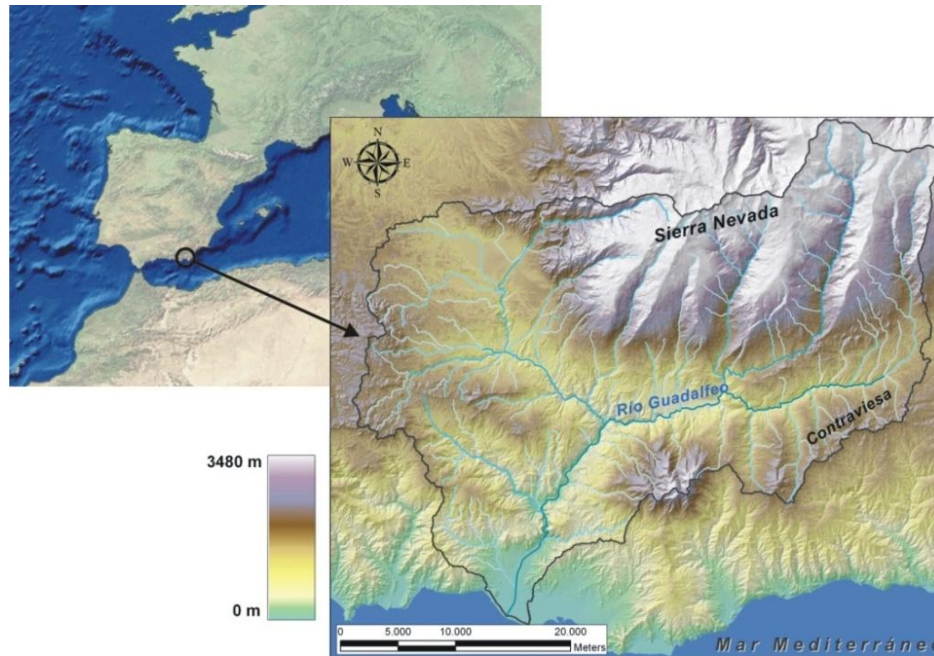


Figura 2; Localización general de la cuenca del río Guadalfeo.

Este modelo de gestión, debe permitir un diagnóstico de la respuesta de la cuenca bajo las condiciones actuales y un pronóstico a medio y largo plazo bajo un cierto escenario de evolución de usos del suelo y demandas de agua, de manera que acote la incertidumbre de dicha respuesta.

Para ello, la pieza angular es el desarrollo de un modelo físico para la Gestión Integrada de Cuencas en Entorno Mediterráneo, WiM-Med, (*Watershed Integrated Management*) que permita introducir los nuevos valores de los parámetros asociados a los cambios de usos y otras condiciones. Este modelo sigue una estructura modular para la caracterización de los flujos de agua en la cuenca, sobre los que se acopla el flujo de sedimentos y sustancias. La estructura básica de este modelo se expone en la Figura 3.

Como puede observarse, el modelo se formula con tres módulos ordenados: agua, sedimentos y otras sustancias. Cada uno de ellos se apoya en los anteriores, por lo que el módulo de flujo de agua, o hidrológico, es el primero que se estructura y el que se encuentra más avanzado en la actualidad. De esta manera, el modelo en desarrollo estudia el ciclo hidrológico partiendo de la definición de la borrasca como elemento inductor de la ocurrencia de la precipitación, representando cada uno de los procesos posteriores, es decir, interceptación, fusión de nieve, evapotranspiración, escorrentía directa, aportaciones subterráneas, flujo en cauce, y procesos de embalse y delta, en la escala temporal adecuada para cada uno de ellos.

Este modelo físico se engarza al modelo de pronóstico a medio y largo plazo mediante la agregación de su respuesta a la escala espaciotemporal en estudio y obtención de una función paramétrica más sencilla que permita su uso repetido en la secuencia climática simulada con dicho fin. Este hecho ha sido tenido en cuenta a la hora del desarrollo de cada uno de sus módulos y submodelos.

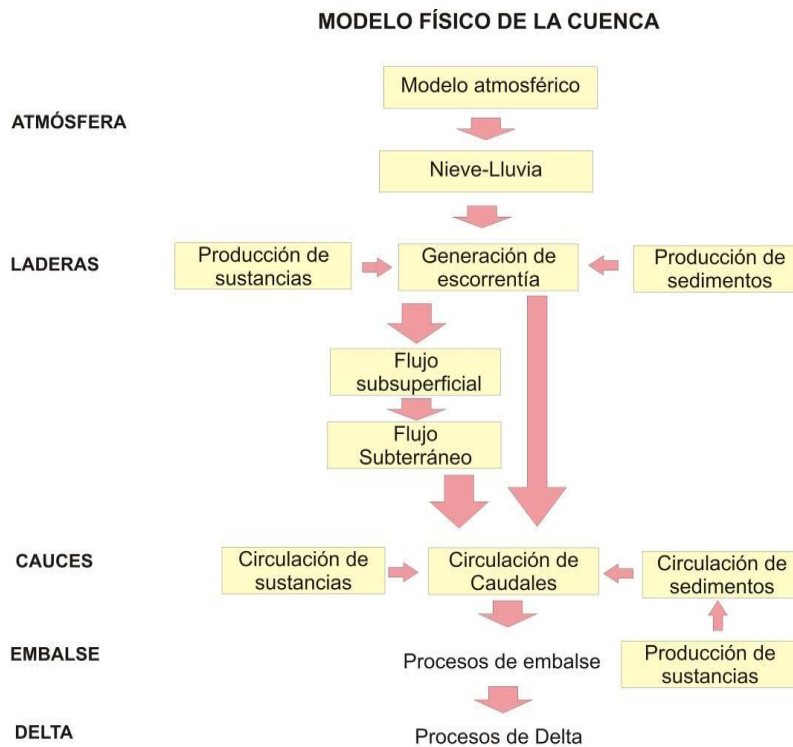


Figura 3; Estructura básica del modelo físico de cuenca en el que se inserta este estudio.

Uno de estos módulos es el relativo a las aportaciones subterráneas de caudal base, de especial importancia para comprender el funcionamiento hidrológico, profundamente marcado por las condiciones que una gran barrera montañosa como es Sierra Nevada y los materiales que la componen.

Un modelo hidrológico que estudie el sistema de manera continua no puede prescindir de aquellas aportaciones de respuesta lenta y continuada ya que los volúmenes aportados en el largo o medio plazo son muy importantes y en muchos casos superiores con respecto a los caudales de escorrentía directa generados por un evento. Por otro lado, el caudal base de un río constituye una condición inicial fundamental en el proceso de modelado a pequeña escala y ha de ser tenido en cuenta en la configuración de simulaciones de evento.

Además de la importancia como elemento regulador del sistema superficial, el almacenamiento subterráneo desempeña un importante papel para las diversas actividades antrópicas que se desarrollan en la cuenca hidrográfica. Estas actividades ejercen una gran influencia en los sistemas subterráneos que repercuten a su vez en la relación de descarga en los ríos e inducen determinados fenómenos con gran implicación en su gestión futura. De esta manera, los efectos de sobreexplotación de estos recursos pueden llevar a fenómenos difícilmente reversibles como la intrusión marina en acuíferos costeros o el vertido de contaminantes y su distribución en el medio saturado también resulta muy importante a la hora de estudiar la calidad de las aguas subterráneas, con claras repercusiones en la calidad de las aguas subterráneas en el futuro.

La gestión de recursos hidrológicos en cuencas mediterráneas necesita incluir los aportes del almacenamiento subterráneo en forma de caudal base no solo para planificar los usos consultivos del agua sino para la caracterización del régimen ecológico de éstos.

1.2 Escalas

El estudio de los aportes subterráneos en un sistema hidrológico, en particular en el contexto del modelado hidrogeológico, depende en gran medida de la escala adoptada (Barthel, 2006). En efecto, y tal y como se expone en la Figura 3, la heterogeneidad de procesos y del medio subterráneo obligan a ser muy cautos a la hora de modelar el entorno subterráneo diferenciando e identificando los principales procesos que tienen lugar y las escalas espaciales y temporales en las que se desarrollan.

En el estudio de la zona saturada, la diferencia entre la escala de medición y la escala de aplicación de los parámetros que controlan el flujo de agua subterránea, plantea un serio problema a la hora de asignar valores efectivos para el modelado de estos procesos (Gómez, 2003). La influencia de la escala no sólo está relacionada con el coste de la recopilación de datos para la calibración de los modelos, sino que es también fundamental para la capacidad de extrapolar principios útiles de ordenación que puedan aplicarse a zonas más amplias.

De esta manera, en la Figura 4 se muestra cómo una clara definición de un entorno subterráneo y sus procesos a pequeña escala es relativo cuando cambian las escalas en varios órdenes de magnitud hacia diferentes configuraciones hidrogeológicas donde los procesos toman dimensiones y funcionamiento diferentes. En este sentido, es muy importante identificar qué acuífero es el relevante para la solución de un problema determinado (Barthel, 2006). Generalmente, en los estudios hidrogeológicos centrados a escala de acuífero, se tienen en cuenta unidades relativamente homogéneas por lo que los procesos de recarga y de interacción río-acuífero suelen ser de una sola tipología. Sin embargo, cuando la escala de trabajo aumenta a escala de cuenca, estos procesos pueden ser muy variados.

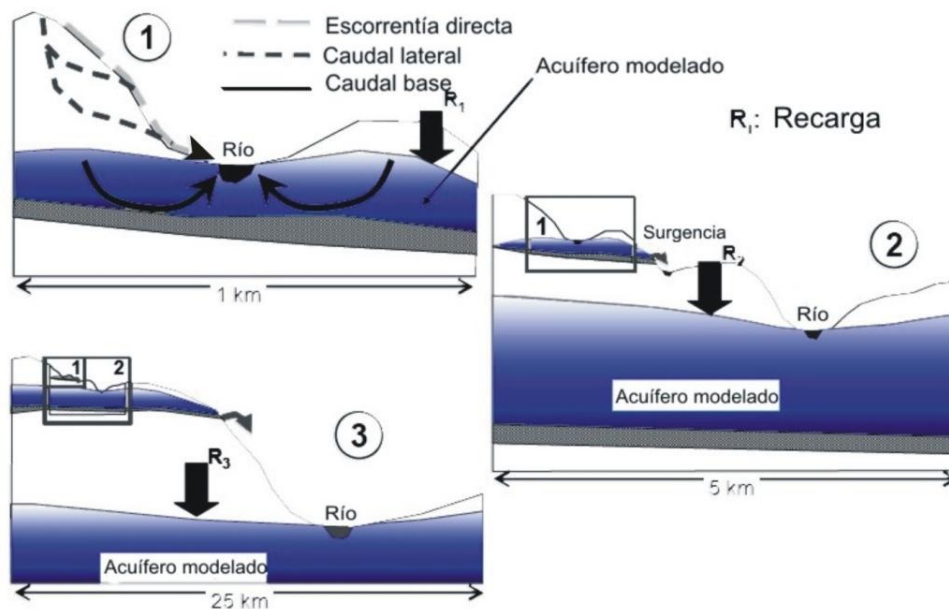


Figura 4; Dependencia de la escala y de la configuración del entorno subterráneo en las relaciones almacenamiento-descarga (Traducido de Barthel, 2006).

De la misma manera, las escalas temporales de los sistemas subterráneos difieren en gran medida de los sistemas superficiales, lo que produce esa respuesta más pausada y continua del caudal base, relacionada con el tiempo de residencia. El tiempo de residencia característico del caudal base, definido como el tiempo de retardo que transcurre desde la infiltración profunda del sistema, es

decir, aquella que abandona la zona no saturada del suelo para recargar la zona saturada, hasta su aportación en el cauce en forma de caudal base, es una variable muy interesante en el estudio de la contribución del agua subterránea en los cauces (Burns *et al.*, 1998; McDonnell *et al.*, 2000). El tiempo de residencia del almacenamiento subterráneo es muy variable dependiendo de factores físicos como la permeabilidad del suelo, el gradiente hidráulico o el intervalo de infiltración, y puede variar entre 10 días y 10000 años (Freeze y Cherry, 1979). En sistemas fracturados estos tiempos pueden ser menores.

De esta manera, la escala temporal de las aportaciones subterráneas no podrá acompañar nunca a las escalas definidas en sistemas superficiales que pueden ir de minutos a horas, quedando limitadas al mínimo de la escala temporal diaria.

Este trabajo se centra en el estudio a escala de cuenca, aunque se valorarán soluciones a escalas más reducidas utilizando modelos de flujo subterráneo, por lo que la conexión entre sistemas superficiales y subterráneos se estudia bajo esta perspectiva teniendo en cuenta las grandes diferencias en cuanto a escalas espaciales y temporales que separan el entorno subterráneo del entorno superficial.

Cuando los modelos de aportaciones subterráneas son planteados desde una perspectiva conceptual y agregada, la escala de trabajo ha de corresponder a zonas relativamente homogéneas en cuanto a los procesos y las características del flujo. Las escalas espaciales consideradas para el estudio de la zona saturada son mucho mayores que la escala de cálculo del balance de agua en el suelo usado por el modelo hidrológico superficial que es de 30x30 m (MDE utilizado) partiendo de tramos subterráneos o “zonas acuíferas” de características homogéneas que varían entre los 30 y 100 km².

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es **desarrollar un modelo de aportaciones subterráneas en forma de caudal base** que se integre en un modelo hidrológico distribuido a escala de cuenca. Este objetivo general se enfocará particularmente a aquellas cuencas de cabecera en donde tanto el conocimiento como el modelado del almacenamiento correspondiente a la zona saturada presenta grandes limitaciones.

En concordancia con el objetivo general planteado se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Valorar los diferentes enfoques disponibles en el modelado de las aportaciones subterráneas a escala de cuenca e identificar el más idóneo para las zonas descritas.
- Establecer una metodología general de análisis de recesión para el modelado del caudal base en cuencas de cabecera y ríos de montaña con diversos procesos acoplados.
- Acoplar los diferentes procesos que interfieren en la relación almacenamiento-descarga en un modelo de flujo subsuperficial y subterráneo con el fin de caracterizar el caudal base.
- Integrar el modelo propuesto en un modelo hidrológico distribuido en la zona estudiada.

Capítulo 2

Modelado del flujo subterráneo

2.1 Introducción

El conocimiento del comportamiento del flujo subsuperficial perteneciente a la zona saturada del suelo en medio poroso, puede ser esencial en el estudio de la interacción río-acuífero de muchos sistemas fluviales. Debido a esta importancia, este capítulo se dedica al análisis y modelado del flujo en medio poroso, determinante para un análisis detallado de las relaciones entre río y acuífero y, particularmente, de sus aportaciones como caudal base.

En este sentido, los modelos determinísticos de parámetros distribuidos desarrollados con el fin de analizar el flujo y el transporte de solutos en la zona saturada a partir de la década de los 60, han aportado un nuevo enfoque y nuevas herramientas de estudio en la interacción de estos sistemas. El desarrollo de estos modelos ha evolucionado de manera paralela al desarrollo de los ordenadores, cada vez con mayor capacidad de cálculo, más memoria y más rapidez de ejecución (Konikow, 1999).

Los modelos de flujo subterráneo, que describen con base física el flujo en la zona saturada en medio poroso, son muy diversos. Estos modelos matemáticos determinísticos se basan en la conservación de masa cantidad de movimiento y energía de los sistemas que estudian describiendo la relación causa-efecto; parten de la consideración de medio poroso y, por lo tanto, las ecuaciones matemáticas que forman su base teórica parten de esta premisa, lo cual limita su aplicación a zonas donde la formación geológica del acuífero corresponda a materiales porosos.

Por otra parte, si bien es cierto que este tipo de flujo desarrollado en medio poroso no es el más común en cabeceras de cuenca, donde suele predominar un flujo preferencial a lo largo de las fracturas, en muchas subcuencas situadas en zonas más bajas (piedemontes, desembocaduras de cuencas en ríos, llanuras aluviales,...etc.), este tipo de flujo domina la relación río-acuífero y, por lo tanto, las aportaciones como caudal base.

Además, el conocimiento de este tipo de flujo es fundamental para la evaluación de acuíferos en donde se persigue el mayor conocimiento de los diferentes procesos que tienen lugar en estos sistemas de forma detallada (estudio de velocidades y direcciones de flujo, distribución espacial de los procesos, etc.).

En este capítulo se evalúa el empleo de estos modelos para caracterizar el caudal base, para lo que se expondrán brevemente las diferentes consideraciones en la configuración de estos modelos describiendo, en primer lugar, los conceptos hidrogeológicos básicos así como los conceptos teóricos de partida utilizados por estos modelos. Se realizará un breve resumen de aquellos modelos de flujo subterráneo más relevantes destacando su utilidad en el análisis de las aportaciones como caudal base a escala de cuenca. Finalmente se mostrarán los resultados correspondientes a la aplicación puntual de un modelo de este tipo, concretamente MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988), en la cuenca en la que se enmarca este estudio.

2.2 Características básicas del flujo subterráneo

2.2.1 Conceptos hidrogeológicos básicos

El almacenamiento subterráneo puede encontrarse en condiciones de saturación, en la denominada franja saturada del suelo, o de subsaturación, en la zona no saturada (ZNS), que se sitúa entre el suelo y los acuíferos, donde se manifiestan multitud de procesos biológicos y químicos.

En la zona no saturada encontramos agua higroscópica, adherida en una capa delgada alrededor de los granos del suelo, y agua capilar ubicada en los poros más pequeños en una franja que comprende la región superior al nivel freático. El elemento más importante del suelo en la zona no saturada es por lo tanto el agua capilar. El agua en tránsito dentro de los intersticios más gruesos del suelo es el agua llamada gravítica o gravitacional y se encuentra principalmente en la zona de saturación.

Se define **nivel freático** en acuíferos libres, como el lugar geométrico de los puntos donde la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica. Por encima de este nivel, se encuentra la ZNS, donde los poros del suelo pueden contener aire y/o agua. En la zona saturada, por debajo del nivel freático, los intersticios están llenos de agua.

Un **acuífero** se puede definir como toda formación geológica que almacena y permite la circulación de agua en el suelo a través de sus poros y/o grietas en cantidades suficientes para permitir su desarrollo económico (Muñoz y Ritter, 2005). Pueden ser muy variados y estar formados por materiales que van desde las gravas de río a las calizas altamente fracturadas, areniscas porosas poco cementadas, pasando por arenas de playa, algunas formaciones volcánicas, depósitos de dunas, etc.

La recepción de agua o “recarga” de un acuífero se produce de forma directa o indirecta, cuando aquellos acuíferos sin contacto directo con la superficie reciben agua de otro que sí lo está. La recarga de acuíferos puede ser muy variada y deberse a acciones naturales (agua de lluvia, intrusión marina, drenaje de los cursos de agua, como por acciones artificiales como la infiltración procedente de riegos, la recarga artificial mediante pozos). Las zonas de recarga en el acuífero pueden ser generales, cuando ésta se produce repartida de manera homogénea por toda la superficie del acuífero, o localizadas, cuando se produce en puntos concretos del mismo.

De la misma manera, la salida de todo sistema acuífero recibe el nombre de “descarga” y puede generarse de forma natural (salida en manantiales, aportaciones subterráneas a la red de drenaje, etc.) o artificial (extracciones por bombeo, etc.). El **balance hídrico** de un acuífero viene dado por la diferencia de la recarga y la descarga para un periodo de tiempo considerado. En el estudio hidrológico, la correcta caracterización del balance hídrico de los acuíferos será muy importante a la hora de evaluar los recursos totales de la cuenca, así como para caracterizar adecuadamente las variaciones que induce en el flujo de agua en el cauce principal del río.

En contraste con el acuífero, un **acuicludo o acuiçierre** es una formación que contiene agua pero que no la transmite con la rapidez suficiente para proveer un abastecimiento significativo a un pozo o a un manantial. Ejemplos de acuicludo son los depósitos de arcillas que retienen gran cantidad de agua pero no la drenan con facilidad.

A diferencia del acuicludo, el **acuitardo** sí es capaz de transmitir las cantidades de agua que almacena aunque muy lentamente. Hace referencia a numerosas formaciones geológicas semipermeables que, bajo determinadas condiciones, permiten la recarga vertical de otros acuíferos. Es el caso de depósitos de limos y arcillas arenosas, areniscas y rocas compactas con alteración y/o fracturación, etc.

Por último, las formaciones geológicas con porosidad nula en donde no es posible el almacenamiento de agua ni su flujo reciben el nombre de **acuífugo**. Es el caso de los macizos graníticos o rocas metamórficas sin apenas meteorización ni fracturación.

2.2.2 Tipos de acuíferos

Los acuíferos pueden ser ordenados en función de diferentes criterios. De esta manera pueden ser clasificados según (Carpena y Ritter, 2005) :

- El grado de confinamiento
- Los materiales litológicos que forman el acuífero
- La permeabilidad

A continuación se describen las diferentes tipologías de acuíferos ya que resultará muy importante su caracterización en el estudio hidrogeológico de una cuenca y esencial en la comprensión en la relación río-acuífero.

2.2.2.1 Según el grado de confinamiento

Acuífero libre, freático o no confinado: Es aquel acuífero que presenta una superficie libre de agua, nivel freático, sujeta a la presión atmosférica. El esquema del acuífero es muy simple formado por un estrato permeable saturado que descansa sobre otro impermeable. El nivel freático coincidirá en este caso con el nivel piezométrico, es decir, el nivel ideal que alcanzaría el agua a presión atmosférica. Este tipo de acuíferos es el predominante en las relaciones río-acuífero en la mayoría de las cuencas, relacionadas con acuíferos poco profundos, generalmente no confinados, como han señalado algunos autores (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

Acuífero confinado, cautivo o a presión: Se trata de una formación geológica completamente saturada de agua que se encuentra confinada entre dos estratos impermeables. La presión en esta zona intermedia es superior a la atmosférica de manera que, tras una perforación, el agua asciende hasta una altura que define el nivel piezométrico. Si este nivel quedara por encima de la cota del terreno se habla de pozos surgentes mientras que si queda por debajo se habla de pozo artesiano.

Acuífero semiconfinado: A diferencia de los acuíferos confinados, estos están limitados en su parte superior por una capa semipermeable (acuitardo) y en su parte inferior por una capa impermeable o por otro acuitardo. En estos acuíferos, una disminución en su carga piezométrica supondría la recarga del acuífero por parte del acuitardo.

Acuífero semilibre: Supone una situación intermedia entre un acuífero libre y uno confinado. Es el caso de acuíferos formados por granos gruesos, limitados en la parte inferior por una superficie impermeable y en la parte superior por una formación de granos finos con conductividad hidráulica saturada inferior a la del acuífero.

Acuífero colgado: Se produce cuando existe una capa de material impermeable por encima de un nivel freático de manera que se produce un almacenamiento colgado y de extensión limitada. Este tipo de acuíferos se dan con mucha frecuencia sobre todo en zonas de montaña en donde se mezclan materiales de diferente permeabilidad aunque, por lo general, cuentan con pocos recursos.

2.2.2.2 Según los materiales litológicos que forman el acuífero

Formados por depósitos no consolidados: Están formados por materiales sueltos como arenas o gravas de origen geológico muy diverso (fluvial, deltaico, y otros depósitos sedimentarios). Los acuíferos en este tipo de materiales suponen el 90 % de los acuíferos en explotación del mundo.

Tienen por lo general buena recarga y su permeabilidad y porosidad son altas y por ello proporcionan mayores caudales.

Formados por depósitos consolidados: Están formados por materiales consolidados de origen geológico muy diverso; calizas y dolomías fracturadas o karstificadas, conglomerados y areniscas disueltas, rocas volcánicas alteradas o rocas cristalinas como los granitos fracturados. La permeabilidad de los macizos rocosos formados por materiales poco permeables está relacionada de manera directa con la configuración de sus fracturas (Elorza *et al.*, 2003).

2.2.2.3 Según la permeabilidad del acuífero

Acuíferos fisurados o kársticos: Son aquellos en los que el agua circula a través de las fisuras y las grietas de materiales como calizas y dolomías. El flujo se produce a través del sistema de grietas creadas en cada sistema siendo significativamente diferente al flujo en un medio poroso. En ocasiones se forman auténticos ríos subterráneos. La caracterización de este tipo de flujo es complicada ya que implica la determinación y configuración del entramado de fracturas existentes desde un punto de vista multidisciplinar (geológico, geoquímico, hidrogeológico, morfológico, estadístico y numérico) del terreno para su caracterización conceptual y simulación estocástica (Elorza *et al.*, 2003).

Acuíferos detríticos o porosos: Aquí el agua circula a través de los poros existentes en un volumen de arena o grava donde el flujo se realiza como medio poroso. Este tipo de acuíferos son típicos en zonas cercanas a las montañas, conos de deyección y otras formaciones geológicas sedimentarias. La mayoría de las ecuaciones planteadas en la hidrogeología clásica parten de flujo en medio poroso, por lo que su estudio es posible a partir de diferentes simplificaciones matemáticas adoptadas en la hidrogeología convencional, de las que parten numerosos modelos matemáticos capaces de simular estos entornos.

Acuíferos mixtos: Es el caso de la combinación de los dos tipos de materiales anteriores.

2.2.3 Movimiento del agua en medio poroso

La dinámica de un acuífero se puede caracterizar mediante una serie de parámetros que caracterizan el funcionamiento de los acuíferos y que son muy importantes a la hora de estudiar el movimiento del agua en medio poroso. Estos parámetros parten de conceptos básicos en el conocimiento del medio poroso condicionando el flujo y son esenciales en la configuración de los modelos hidrogeológicos. A continuación se describen los más importantes.

2.2.3.1 Porosidad

Se define como la cantidad de huecos, o poros, existente en la formación geológica. Para un volumen de terreno natural V y el volumen de poros viene definido por V_p , la porosidad total, m , vendrá dada por la relación:

$$m = \frac{V_p}{V} \quad (\text{E. 2.2-1})$$

Si la porosidad se originó cuando se formó el material, como ocurre en el caso de las arenas, se habla de porosidad primaria, mientras que si la porosidad se adquiere posteriormente como resultado de procesos de alteración se denomina porosidad secundaria.

Según la dificultad de circulación del agua a través de los poros, estos pueden clasificarse como interconectados, cuando el agua puede circular libremente; cerrados, cuando el agua no circula o

semicerrados, cuando el agua circula con cierta dificultad. En este sentido se define la porosidad efectiva, m_e , como el porcentaje de poros interconectados, cuyo volumen viene dado por V_e y que son, por lo tanto los que almacenan agua recuperable.

$$m_e = \frac{V_e}{V} \quad (\text{E. 2.2-2})$$

La porosidad total será la suma de la porosidad efectiva y la porosidad de retención m_r .

$$m = m_r + m_e \quad (\text{E. 2.2-3})$$

En los terrenos granulares con poca fracción arcilla la porosidad total y la eficaz tienen un valor similar. La porosidad total normalmente toma valores en torno al 1% en rocas poco permeables por fisuración, aunque generalmente varía entre un 25% para suelos consolidados y 70% para suelos no consolidados (Muñoz y Ritter, 2005). Una alta porosidad supone una buena característica para un acuífero aunque no implica que éste sea capaz de transmitir grandes cantidades de agua.

El flujo existente en medio poroso puede presentar mayor o menor velocidad. Cuando se considera la velocidad media del agua que se mueve a través de los poros en una dirección media, se habla de velocidad de filtración, velocidad intergranular o velocidad real del flujo. Si por el contrario, se hace referencia a una velocidad obtenida al dividir el caudal que atraviesa la sección transversal perpendicular al flujo por el área total de la misma, se habla de velocidad de flujo, flujo específico o velocidad de Darcy, y se simboliza con el término v .

2.2.3.2 Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica de un medio, K representa su mayor o menor facilidad para transmitir agua con dimensiones de una velocidad ($L T^{-1}$), suele expresarse en cm/s, m/s o m/día. El valor de la conductividad hidráulica es constante para cada medio y fluido dados bajo unas condiciones concretas.

Los factores que influyen en K son la naturaleza del terreno, la densidad y la viscosidad del fluido, que son a su vez, función de la temperatura y de la presión

En un sistema estratificado, la conductividad hidráulica saturada será diferente para cada estrato que compone el perfil del suelo. Sin embargo, es posible definir un valor global que defina todo el sistema. En este sentido, cuando el flujo es perpendicular a la estratificación, la permeabilidad global viene dada por:

$$\frac{1}{K_v} = \frac{1}{L} \sum \frac{b_i}{K_i} \quad (\text{E. 2.2-4})$$

donde K_v es la permeabilidad vertical perpendicular a la estratificación, L ; es la longitud atravesada, b_i , el espesor de cada capa i y K_i , la conductividad de cada una de estas capas. Cuando el flujo es paralelo a estas, la expresión cambia quedando:

$$K_h = \frac{1}{L} \sum b_i \cdot K_i \quad (\text{E. 2.2-5})$$

siendo K_h la permeabilidad global paralela a la estratificación.

En general que $K_v < K_h$ ya que el efecto de la estratificación es muy importante. Por otra parte, la conductividad horizontal se subdivide en componentes en dicho plano horizontal (x,y), K_{hx} y K_{hy} aunque se suele admitir isotropía en el mismo, es decir, $K_{hx} = K_{hy}$.

2.2.3.3 Coeficiente de almacenamiento

Se define como almacenamiento de un acuífero, S , al volumen desplazado por una columna del acuífero de superficie unitaria, cuando la superficie freática desciende un valor unitario. Cuando la carga hidráulica de un acuífero disminuye, su estructura granular se comprime y se reduce la porosidad, por lo que se libera agua. De la misma manera, el volumen de agua liberado será también el resultado de la expansión del agua en los poros. Por lo tanto, el coeficiente de almacenamiento dependerá físicamente de la compresibilidad de la estructura granular del acuífero y de la compresibilidad del agua en los poros, y viene dado por la expresión

$$S = e \cdot \rho \cdot g(\alpha + mB) \quad (\text{E. 2.2-6})$$

donde e es el espesor del acuífero; ρ la densidad del agua; α la compresibilidad vertical, m ; la porosidad total del medio y B la compresibilidad del agua.

En un acuífero libre, S equivale esencialmente al rendimiento específico o S_y , concepto equivalente a la porosidad efectiva descrita anteriormente con valores que pueden oscilar entre el 2% para materiales arcillosos o el 35-45 % para gravas (Johnson, 1967). El mismo concepto aplicado a un acuífero confinado, implica el descenso en un valor unitario de la presión hidrostática en la columna del prisma acuífero considerado.

El coeficiente de almacenamiento es, como la porosidad efectiva y el rendimiento específico, adimensional. Los valores promedio de S para acuíferos libres oscilan entre 0.3 y 0.02, mientras que para acuíferos confinados, donde predomina el espesor (e) sobre el coeficiente de almacenamiento, están entre 0.001 a 0.00001.

Se define el coeficiente de almacenamiento específico, S_s , como el volumen liberado por 1 m³ de acuífero (no por toda la columna de éste) al descender 1 metro la superficie piezométrica. Viene dado por la expresión:

$$S_s = \rho \cdot (\alpha + mB) \quad (\text{E. 2.2-7})$$

Se cumple por lo tanto que:

$$S = e \cdot g \cdot S_s$$

En muchos casos se suele expresar el valor de S_s en unidades de (L⁻¹), para lo que se considera que

$$S_s = g \cdot S_s$$

2.2.3.4 Ley de Darcy

Darcy en el siglo XIX expresó la ecuación fundamental del flujo en medio saturado. Esta ley tiene la siguiente expresión:

$$v = K \cdot i$$

donde K es la permeabilidad o la conductividad hidráulica e i es el gradiente hidráulico ($i = -dh/dl$), por lo que en su forma generalizada, la ley de Darcy viene dada por la expresión:

$$v = -K \cdot \text{grad}(h) \quad (\text{E. 2.2-8})$$

Se trata de una ley macroscópica que representa el comportamiento global de un número elevado de poros, sin tener en cuenta el comportamiento del agua en cada poro individual.

La linealidad entre el gradiente hidráulico y el flujo con pendiente K . Esta linealidad se pierde a velocidades altas ya que las fuerzas inerciales no son despreciables frente a las viscosas y el fluido adquiere la condición de turbulento. En general, se suele admitir que la ley de Darcy es válida para valores del número de Reynolds (relación entre las fuerzas de inercia y las viscosas en un fluido en movimiento) inferiores a 4 ($Re < 4$).

2.2.4 Ecuación de conservación de masa

2.2.4.1 Régimen estacionario

Tomando un cubo diferencial de un acuífero de lados dx , dy , dz , y suponiendo una entrada de fluido por la cara A en un tiempo dt , igual a

$$M_x = (\rho \cdot u)_x \cdot dy \cdot dz \cdot dt$$

El balance de masa en la dirección x en un volumen diferencial dx , dy , dz de un fluido con densidad ρ y velocidad u durante un intervalo dt , puede expresarse como la diferencia entre la entrada y la salida en dos caras paralelas separadas. Aplicando el desarrollo de Taylor y despreciando los términos de exponente mayor que 1, queda:

$$\Delta M_x = \Delta M_x - M_{x+dx} = [(\rho \cdot u)_x - (\rho \cdot u)_{x+dx}] = -dx \cdot dy \cdot dz \cdot dt \cdot \frac{\partial(\rho u)}{\partial x}$$

Por lo tanto, el flujo neto de un fluido en la dirección x , será:

$$\frac{dM}{dt \cdot dV} = \Delta \mu_x = -\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x}$$

De la misma manera, para los ejes y , z se tiene:

$$\Delta \mu_y = -\frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y}$$

$$\Delta \mu_z = -\frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z}$$

El flujo neto será:

$$\Delta \mu = \Delta \mu_x + \Delta \mu_y + \Delta \mu_z = -\left(\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z}\right)$$

que en notación vectorial se expresa

$$\Delta \mu = -div(\rho v) \quad (E. 2.2-9)$$

Donde v es el vector velocidad.

Si en el volumen de control diferencial de considerado se genera una masa de fluido F como aporte externo por unidad de volumen y unidad de tiempo, la E.2.2-9 queda:

$$\Delta \mu + F \cdot \rho = 0 \Rightarrow div(\rho v) = F \cdot \rho$$

Si la densidad es constante y el flujo se encuentra dentro del ámbito de validez de la ley de Darcy, sustituyendo esta expresión para la velocidad v quedaría:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm F = 0 \quad (E. 2.2-10)$$

expresión que define el balance de masas de un fluido en medio poroso en régimen estacionario con la consideración de una fuente ($F > 0$) o un sumidero ($F < 0$).

2.2.4.2 Régimen no estacionario

Cuando el régimen no es estacionario, la altura piezométrica en un determinado punto varía en el tiempo. Utilizando el coeficiente de almacenamiento específico, la acumulación de agua por unidad de volumen en un intervalo dt es:

$$\left(\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x} \pm \frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y} \pm \frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z} \right) = -S_s \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \quad (\text{E. 2.2-11})$$

siendo $\partial p / \partial t$ el ritmo de variación de presión.

Admitiendo que el medio es homogéneo e isótropo, es decir, con conductividad constante y en donde las variaciones espaciales poco significativas de la densidad del agua se tiene que:

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} + Cte \Rightarrow \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t}$$

de donde,

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} \cdot \rho \cdot g$$

Y sustituyendo en la ecuación (E.2.2-10), considerando $\rho = Cte$:

$$\frac{\partial(u)}{\partial x} + \frac{\partial(v)}{\partial y} + \frac{\partial(w)}{\partial z} = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot g \quad (\text{E. 2.2-12})$$

Si expresamos el coeficiente de almacenamiento específico en función de g , éste toma dimensiones de (L^{-1}) y la expresión anterior queda de la forma:

$$div(v) = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Si el medio es anisótropo y existen intercambios con una fuente o un sumidero, la expresión anterior quedaría de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm F = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{E. 2.2-13})$$

ecuación que define el flujo de agua de densidad constante en un medio poroso heterogéneo y anisótropo cualquiera, siempre que se encuentre dentro del ámbito de validez de la ley de Darcy, expresado en tres dimensiones de manera que las coordenadas x, y, z se encuentran alineadas con las direcciones principales de anisotropía y considerando una fuente o sumidero.

2.2.5 Resolución de ecuaciones diferenciales del flujo en medio poroso

La resolución de las ecuaciones diferenciales del flujo de agua en medio poroso en condiciones transitorias para determinadas condiciones de contorno es, en general, compleja, incluso inabordable aún en acuíferos homogéneos e isótropos.

Las soluciones analíticas conocidas corresponden a casos muy simples unidimensionales o bidimensionales y generan en muchas ocasiones formulaciones de difícil manejo a través de procesos de cálculo complicados.

2.2.5.1 Métodos analíticos

Muchos casos prácticos admiten simplificaciones que permiten llegar a ecuaciones diferenciales sencillas resolubles por métodos analíticos.

Así, para un acuífero confinado, el flujo vendrá definido por la expresión:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{E. 2.2-14})$$

definiendo la transmisividad T como $T = K \cdot e$, siendo K la conductividad y e el espesor del acuífero confinado.

En un acuífero no confinado se suele recurrir a la hipótesis de Dupuit-Forcheimer, que considera que la pendiente del nivel freático es despreciable, por lo que se desprecia el componente vertical de la velocidad del flujo resultando la expresión:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{E. 2.2-15})$$

La ecuación (E. 2.2-15) es el resultado fundamental para el flujo a través de un medio poroso saturado heterogéneo y anisótropo en condiciones transitorias. Si consideramos que el medio es heterogéneo pero isótropo, no existen variaciones en las conductividades correspondientes a las direcciones principales x , y , z , por lo que la ecuación (E. 2.2 15.) puede escribirse de la forma:

$$K_x \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \pm F = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{E. 2.2-16})$$

En el caso de un sistema estratificado, generalmente se admite que $K_x = K_y$.

Si el flujo es estacionario y, además, el acuífero es homogéneo e isótropo $K_x = K_y = K_z = Cte$, por lo que la ecuación (E. 2.2-15) puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{E. 2.2-17})$$

que se conoce como la ecuación de Laplace. En forma reducida esta ecuación puede escribirse como $\nabla^2 h = 0$.

Con el fin de buscar solución a problemas relacionados con el flujo en medio poroso, los métodos que buscan una solución directa de la ecuación de Laplace, persiguen una expresión analítica que satisfaga la ecuación así como las condiciones de contorno que describen el problema. La aplicación de este tipo de métodos se encuentra restringida a problemas de geometría muy simple, pero que son, no obstante, de aplicación directa en muchas situaciones prácticas.

2.2.5.2 Métodos numéricos

Como se ha descrito, no existen soluciones analíticas para la ecuación E. 2.2-18 salvo en casos muy simples. En el estudio del flujo subterráneo es habitual el empleo de métodos numéricos en diferencias finitas aunque también existen códigos en elementos finitos.

2.3 Condiciones iniciales y de contorno en modelos de flujo subterráneo

En el proceso de configuración de un modelo numérico de flujo subterráneo se necesitan datos iniciales del sistema y datos de funcionamiento del mismo.

Usualmente se utiliza como condición inicial en el potencial hidráulico o nivel piezométrico de partida. Para su obtención, se debe contar con una serie prolongada y fiable de mediciones de niveles piezométricos de manera que los pozos o sondeos seleccionados para tal fin reproduzcan fielmente el comportamiento real del sistema. Debe cuidarse que los datos que se incorporen pertenezcan a pozos medidos en ausencia de extracción durante el tiempo suficiente para que no se vea alterada la piezometría del conjunto de datos. Cada pozo debe contar con varios registros de niveles en el tiempo para la calibración del estado transitorio. El mapa inicial de superficies piezométricas es la base de la simulación.

Las **condiciones de contorno** deben referirse a cada “accidente” que afecte la continuidad espacial del sistema representado: ríos efluentes e influentes, canales de drenaje, límites rocosos, etc.

La condición de límite impermeable define un límite en el acuífero donde no existe flujo siendo los vectores velocidad paralelos al mismo. Estos límites pasarán a definir las condiciones de borde del sistema: cargas o niveles constantes (un río conectado hidráulicamente con el acuífero), carga nula (un borde impermeable que no tiene conexión alguna con el sistema) o caudal constante (flujo entrante o saliente que permanece invariable en un proceso).

Por otro lado, la geometría del acuífero y la subdivisión en diferentes unidades es esencial en el proceso de configuración inicial así como la determinación de las diferentes propiedades físicas en cada unidad del mismo.

La geometría del sistema a modelar debe describirse mediante mapas de curvas de profundidades de pisos y techos de cada acuífero estudiado. Como paso intermedio son útiles los cortes y secciones correspondientes a estudios precedentes. Los datos provienen de la descripción litológica de las perforaciones en el dominio. Si no se cuenta con esta información, puede obtenerse mediante perfiles en pozos construidos que estén accesibles por una sonda de rayos gamma, y completar mediante interpretación de sondeos eléctricos verticales (SEV) que contengan mediciones en la ubicación de los pozos perfilados.

Las principales propiedades físicas a describir son la conductividad hidráulica K y el coeficiente de almacenamiento S en cada acuífero. Estos datos pueden extraerse de ensayos puntuales de bombeo con pozo y piezómetro.

Si se cuenta sólo con un pozo, sin pozo de observación, sólo podrá obtenerse K (a través de la transmisividad) mediante un ensayo de recuperación. Las prácticas con trazadores permiten buenas descripciones de estas propiedades.

Un ejemplo de este tipo de metodología, en el que se determinan las diferentes condiciones iniciales y de contorno de un acuífero, se desarrolla en el Anejo 2, en donde se ha efectuado el modelado del acuífero de Motril-Salobreña perteneciente en parte a la cuenca del río Guadalfeo.

2.4 Modelos de simulación de flujo subterráneo. Códigos empleados

Los modelos matemáticos se han convertido en una herramienta esencial para el estudio de los problemas complejos del flujo subterráneo y el transporte de solutos en el subsuelo, ya que proporcionan un marco cuantitativo que sintetiza un gran número de parámetros que describen la variabilidad espacial dentro del subsuelo. En este sentido, es importante decir que la mayoría de modelos matemáticos usados en hidrología subterránea se basan en la teoría clásica del flujo en medios porosos (Mateu, 2003).

En general, obtienen la solución de un sistema de ecuaciones diferenciales de balance de masa, energía y/o cantidad de movimiento. Con respecto a los modelos agregados (o modelos de caja), aquellos que simplifican el sistema subterráneo como un sistema global de entradas y salidas, los modelos de flujo subterráneo aportan mayor información y representan la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas en el modelo, ofrecen una mejor representación de los procesos físicos y permiten el cálculo de mas variables (Rojanschi, 2006).

Estos modelos matemáticos se refieren a la aplicación de un programa de ordenador o código, con el fin de resolver una serie de ecuaciones fundamentales que definen los procesos físicos y químicos que tienen lugar en el medio poroso. Podemos decir que un código es genérico mientras que un modelo incluye una serie de condiciones iniciales y de contorno que dependerán de cada sitio en donde se realice la simulación. El código se plantea una sola vez mientras que un nuevo modelo se escribe para cada aplicación.

Teniendo en cuenta los códigos que simulan tanto el flujo subterráneo de agua como el transporte de solutos, se pueden clasificar los principales grupos de códigos usualmente empleados (Maidment, 1992).

Existen códigos analíticos que son de gran ayuda a la hora de evaluar el comportamiento del acuífero, como AQTESOLV, o para la evaluación de ensayos de bombeo, como TECTYPE o PUMPTTEST. Sin embargo, la mayoría de los casos de flujo subterráneo son estudiados mediante códigos numéricos debido a su complejidad.

Los principales códigos numéricos existentes son MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988), desarrollado por el United State Geological Survey (USGS), PLASM desarrollado por el Organismo de Control de Aguas del Estado de Illinois, EEUU , y AQUIFEM-1 desarrollado por el Instituto Tecnológico de Massachussets. Estos códigos requieren la definición de las diferentes condiciones de contorno e iniciales y parámetros como la conductividad hidráulica, transmisividad y parámetros de almacenamiento, además del potencial inicial y las diferentes aportaciones o extracciones que se producen en el sistema.

Los códigos de transporte de contaminantes simulan los procesos de advección, difusión y transformaciones químicas de diferentes solutos disueltos en el subsuelo. Los principales códigos son RNDWALK, como módulo de PLASM, y MT3D como módulo de MODFLOW. Generalmente estos modelos requieren como entradas la velocidad, la concentración inicial, la porosidad efectiva, el factor de retardo y la vida media de los contaminantes, entre otros, además del valor inicial de concentración.

Los códigos de trazado de partículas simulan el recorrido de partículas en el seno del fluido trazando las líneas de flujo. Los principales códigos son FLOWPATH, dentro de la familia PLASM, y PATH3D y MODPATH, dentro de la familia MODFLOW.

Los códigos de flujo saturado variable, simulan el flujo del agua tanto en la zona no saturada como en la zona saturada. Destacan FEMWATER (Yeh, *et al.*, 1992) originalmente desarrollado por G.T.

Yeh en la Universidad del Estado de Penn, UNSAT 2 y VS2S desarrollado por el USGS y que se basa en métodos numéricos en elementos finitos.

Con respecto al flujo subterráneo, como se ha expuesto, se destacan tres códigos principales

- PLASM: Código desarrollado para análisis 2-D mediante diferencias finitas
- MODFLOW: Código desarrollado para análisis 3-D mediante diferencias finitas
- AQUIFEM-1: Código desarrollado para análisis 2-D mediante elementos finitos.

Estos tres códigos tienen capacidades muy parecidas y producen el mismo tipo de resultados. El más extendido de ellos es, sin duda, el código MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) desarrollado por el United State Geological Survey (USGS) en 1988, ya que incluye una serie de subrutinas independientes del programa principal, y que desempeñan funciones muy específicas del sistema hidrogeológico simulado, como el efecto de la evapotranspiración, el estudio de la relación río-acuífero, las extracciones o recargas por pozos, la recarga por la lluvia, etc..., y permite por tanto, abordar un gran número de problemas comunes en el estudio del flujo subterráneo. Además permite el análisis del flujo, el transporte de contaminantes y el trazado de partículas en un medio saturado.

En el Anejo 2 se exponen las principales características de funcionamiento del código MODFLOW, empleado en el análisis detallado del acuífero de Motril-Salobreña.

2.5 Conexión entre modelos hidrológicos y modelos de flujo subterráneo

Los modelos hidrológicos, aquellos incorporan necesariamente la consideración de las aportaciones subterráneas como caudal base. Algunos de estos modelos, que son descritos en un capítulo posterior, incluyen modelos o códigos de flujo subterráneo. El modelo hidrológico MIKE-SHE (Abbot *et. al.*, 1987), por ejemplo, incluye una solución basada en MODFLOW para el modelado de la zona saturada acoplado dentro del propio programa, es decir, incluyendo ecuaciones y código confiriendo, de esta manera, un carácter totalmente distribuido al modelo global.

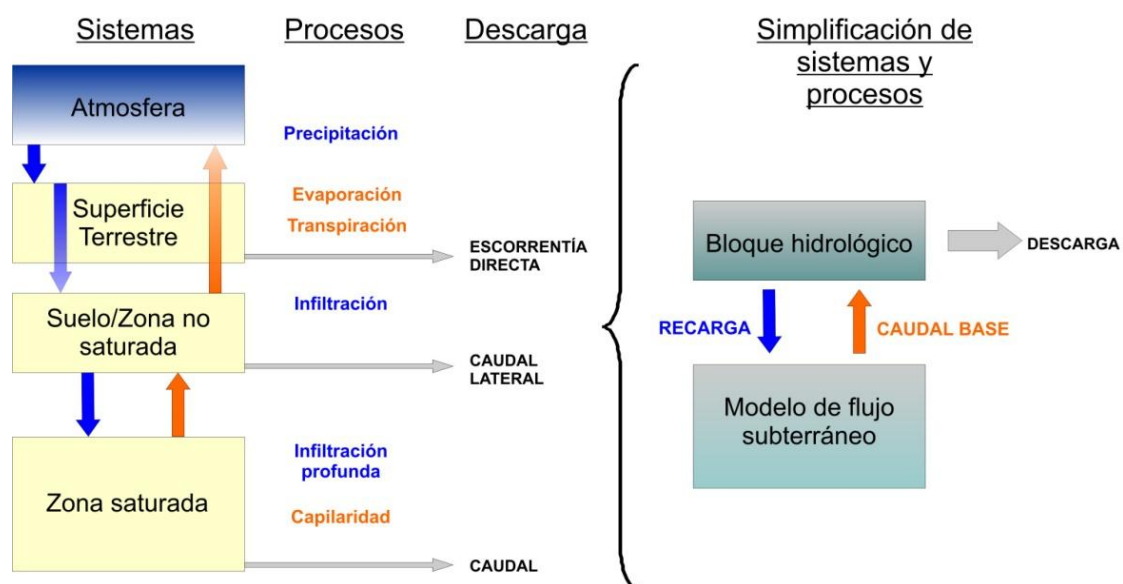


Figura 5; Sistemas hidrológicos fundamentales considerados cuando los modelos hidrológicos e hidrogeológicos son acoplados (Traducido de Barthel, 2006).

Otros modelos hidrológicos, como SWAT (Arnold *et al.*, 1993), que incluyen el modelado de la zona saturada del suelo a partir de modelos de depósito, se han utilizado para generar la recarga de la zona saturada como entrada en un modelo de flujo subterráneo. En este sentido, se puede hablar de conexión o de acoplamiento en términos modelos que, desarrollados para la simulación de procesos en un determinado sistema, son utilizados para el intercambio de resultados (Barthel, 2006).

La conexión entre estos modelos se establece generalmente a partir de la percolación o infiltración profunda, resultado de un modelo hidrológico, como salida del almacenamiento del suelo y entrada fundamental en un sistema hidrogeológico. De esta manera, la utilización de la recarga generada por un modelo se podrían utilizar como entrada en un modelo de flujo subterráneo configurado para un acuífero particular en el que sea necesario el estudio detallado de su comportamiento.

Para la realización de dichos estudios, es necesario que el modelo hidrológico empleado se encuentre correctamente calibrado en todos sus procesos con el fin de obtener unos datos de infiltración profunda realistas.

Con este fin, en este apartado se han comparado los resultados de infiltración profunda y recarga de acuífero correspondientes al modelo hidrológico WiM-Med utilizado en este estudio.

Para ello se ha contado con la información correspondiente a resultados de estudios en la cuenca del Guadalfeo y que han valorado la cuantía y distribución de la recarga desde la zona no saturada del suelo. Concretamente, se ha comparado la recarga estimada por el ITGME en el estudio “*Actualización del conocimiento Hidrogeológico de la Unidad 06.21 Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero*” (ITGME, 1999) en el que se utilizó para la estimación de ésta, el código Visual Balan V.1. (Samper *et al.*, 1999) con los datos correspondientes a diferentes simulaciones realizadas con el modelo WiM-Med.

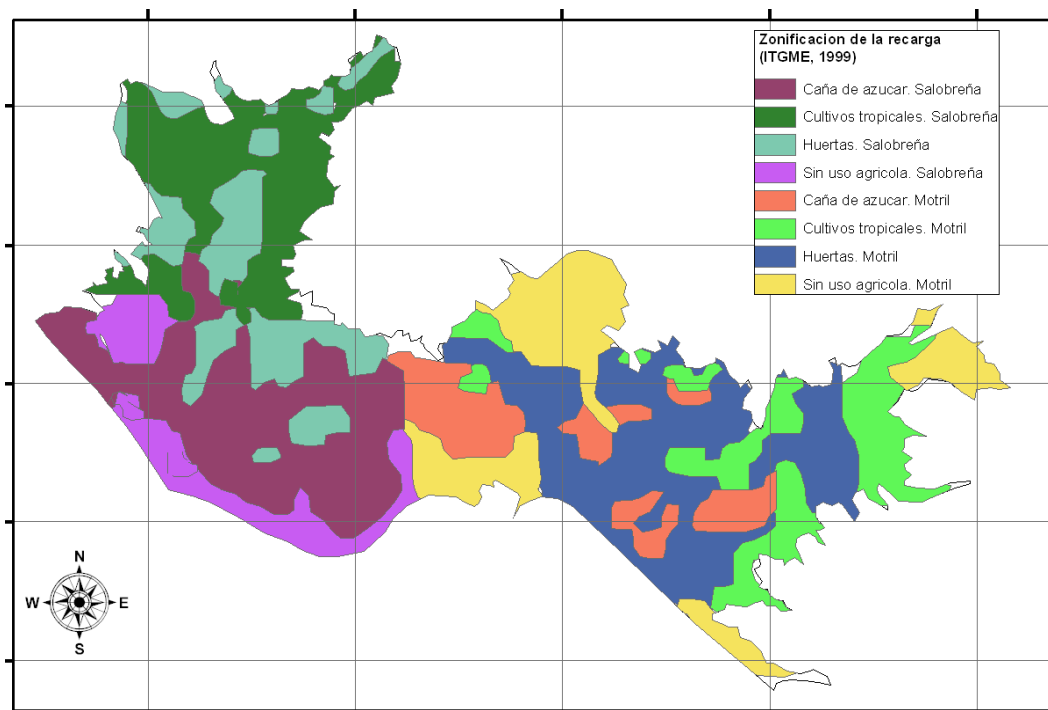


Figura 6; Distribución espacial de las zonas de recarga utilizadas en el estudio del acuífero de Motril-Salobreña (ITGME, 1999).

Este modelo realiza una evaluación de los diferentes recursos hídricos mediante el balance de los diferentes componentes del ciclo hidrológico. Los métodos de balance, sin embargo, tienen algunas limitaciones causadas fundamentalmente por las dificultades e incertidumbres existentes en la

estimación de ciertos parámetros y componentes del balance, especialmente la reserva útil y la evapotranspiración real (Samper *et al.*, 2005).

En dicho estudio, se estimó la recarga para un año medio, subdividiendo el área de aplicación, el acuífero de Motril-Salobreña, en diferentes zonas en función de la tipología de la recarga (Figura 6).

Como puede observarse, el criterio en la selección de estas zonas fue el tipo de cultivo ya que, en función de éste, se generan diferentes cantidades de infiltración como consecuencia de los retornos de riego, responsables de la principal recarga de este acuífero. No obstante existen zonas en donde no se realizan riegos por lo que el balance simulado por el modelo Visual Balan parte los procesos de precipitación, evapotranspiración real, evapotranspiración potencial y escorrentía directa, pudiendo ser comparados con los resultados del modelo WiM-Med.

Además, la estimación del volumen total anual de recarga, resultante de cada modelo, se encuentra detallada en la tabla 1. Como se observa, los resultados correspondientes a la recarga de los periodos 2002-2003 y 2003-2004 se encuentran dentro del orden de magnitud de los resultados correspondientes al modelo Visual-Balan V.1. En el periodo 2001-2002, sin embargo, se aprecian diferencias importantes.

Tabla 1; Volumen de recarga anual simulada por los modelos Visual-Balan y WiM-Med para el acuífero de Motril-Salobreña.

Recarga anual Visual-Balan (Hm ³ /año)	Recarga anual WiM-Med 2001-2002 (Hm ³ /año)	Recarga anual WiM-Med 2002-2003 (Hm ³ /año)	Recarga anual WiM-Med 2003-2004 (Hm ³ /año)
6,1	2,8	5,8	7

Estos datos simulados se han comparado con las estimaciones propuestas por diferentes autores y se exponen en la tabla 2. Como se observa, los resultados de ambos modelos se acercan a las estimaciones de Castillo (1975) y los resultados obtenidos con el modelo WiM-Med para el año 2001-2002, se acercan a las estimaciones realizadas por Confederación Hidrográfica del Sur (1984).

Tabla 2; Volumen de recarga anual estimada por diferentes autores para el acuífero de Motril-Salobreña.

Castillo (1975) (Hm ³ /año)	CHSE-IRYDA (1984) (Hm ³ /año)	IGME (1985) (Hm ³ /año)	ITGME (1988) (Hm ³ /año)
6	3	0.4-3	despreciable

Como se puede observar en la Figura 7, los datos de recarga media diaria simulados con el modelo WiM-Med oscilan dentro del mismo orden de magnitud que los datos estimados por el modelo Visual Balan para un año medio, teniendo en cuenta que la simulación con WiM-Med se ha realizado para años concretos (2001-2002; 2002-2003; 2003-2004) con diferentes condiciones meteorológicas.

Esta comparación valida los resultados de recarga del modelo WiM-Med hacia la zona saturada del suelo lo que permitiría la utilización futura de estos resultados como entradas en simulaciones particulares de acuíferos específicos.

Por lo tanto, el uso de la información generada por un modelo hidrológico puede constituir una herramienta interesante en la configuración, por separado, de un modelo de flujo subterráneo.

Lamentablemente, en el este trabajo, centrado en la cuenca del río Guadalfeo, no se cuenta con la información suficiente, ni con los acuíferos adecuados en donde realizar este tipo de estudios y

menos aún, con estaciones de aforo que limiten acuíferos homogéneos en donde comparar la relación existente entre almacenamiento y descarga en forma de caudales base. Tan solo el acuífero de Motril-Salobreña cuenta con la información suficiente como para la configuración de un modelo de flujo subterráneo. Sin embargo, y como se ha comentado en el apartado anterior, la utilización de los datos de recarga generados por un modelo hidrológico en el que no se tienen en cuenta las actividades antrópicas, no tiene mucho sentido ya que las principales recargas de este sistema proceden de los retornos de riego.

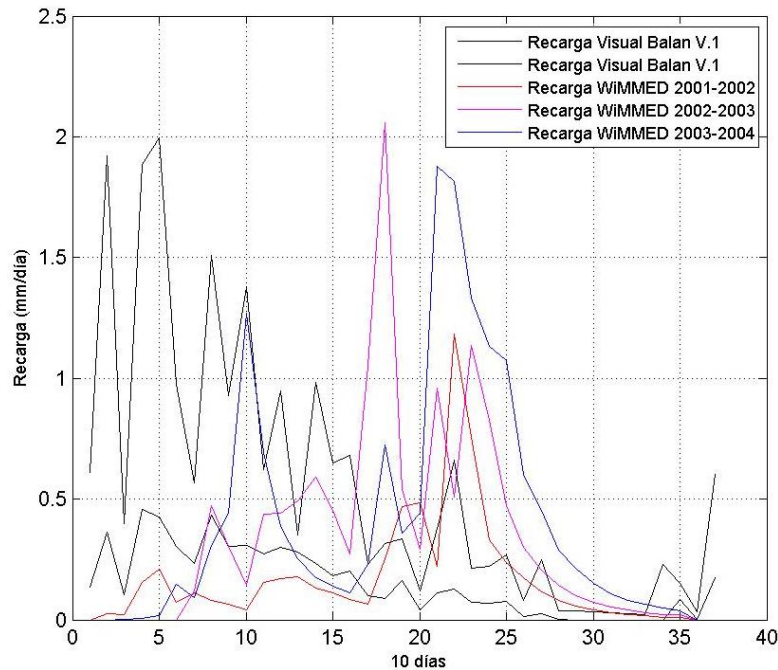


Figura 7; Representación de la recarga en Motril-Salobreña según el año medio (Visual-Balan) y para tres años concretos (WiM-Med) en intervalos de diez días.

2.6 Utilización puntual de modelos de flujo subterráneo

Como se ha expuesto en apartados anteriores, la aplicación de modelos de flujo subterráneo en ríos de montaña es muy limitada debido a las condiciones tan particulares de flujo existentes, en pocos casos desarrollados en medio poroso y en la mayoría correspondientes a flujos en medios fracturados o con cierto nivel de karstificación. Por otro lado, la heterogeneidad de muchas cuencas y la falta de información hidrogeológica, hace imposible la utilización de modelos de este tipo. Por lo tanto, la utilización de manera acoplada descrita en el apartado anterior, en la que se “conectan” espacialmente los entornos correspondientes al modelado de procesos subterráneos y superficiales a escala de cuenca, no siempre es posible debido, por un lado, a la falta de información y, por otro, la lejanía de estos entornos con respecto a la configuración teórica de los modelos desarrollados.

A pesar de estas limitaciones, la utilización de modelos de flujo subterráneo de manera puntual, puede ser una herramienta de gran utilidad y complementaria para el completo conocimiento del ciclo hidrológico a escala de cuenca o como herramienta de apoyo de gestión de problemas específicos relacionados con los aportes subterráneos en ciertos acuíferos en los que el conocimiento detallado del flujo subterráneo sea necesario.

Este es el caso de acuíferos porosos situados en diferentes zonas de la cuenca, en donde la interacción entre río y acuífero puede ser estudiada a partir de la diferencia de potencial. En acuíferos que presenten esta tipología, resulta muy interesante la realización del modelado con especial interés en la interacción río-acuífero de manera distribuida, es decir, localizando zonas de descarga y de recarga en puntos que resulten de interés analizando además su comportamiento a lo largo del tiempo.

Por otra parte, y con el fin de caracterizar los acuíferos como sistemas independientes y estudiar detalladamente sus procesos, resultará interesante realizar simulaciones en acuíferos con el fin de estudiar procesos particulares. De esta manera, en acuíferos costeros, situados en deltas y en donde la recarga de éstos depende en gran medida de la recarga procedente de la aportación fluvial, el conocimiento de la dinámica del acuífero puede ser fundamental para la determinación de la intrusión de la cuña salina. Por otro lado, en ciertos acuíferos pertenecientes a cuencas en donde el riesgo de contaminación sea elevado o exista un elevado interés en la determinación de la distribución de sustancias en la zona saturada, la posibilidad de realizar simulaciones específicas que contemplen dichos procesos, puede ser una herramienta fundamental teniendo en cuenta la interacción entre sistemas superficial y subterráneo.

Por último, la posibilidad de incorporar diferentes condiciones de contorno en modelos de flujo subterráneo que simulan diversos procesos como manantiales, descargas del acuífero hacia el mar o el intercambio entre lagos o lagunas con la zona saturada del suelo de manera distribuida, puede ser de gran ayuda.

Por estas razones, y a pesar de su lejanía con los objetivos marcados en este trabajo en donde se ha centrado el estudio del almacenamiento subterráneo en zonas de montaña y en la interacción río-acuífero en estas zonas, se considera oportuno la realización de un primer análisis que permita valorar la información aportada por un modelo de flujo subterráneo y su integración de manera conjunta en el futuro con un modelo hidrológico.

2.7 Aplicación del código MODFLOW en la cuenca del río Guadalfeo

Descritos los conceptos teóricos que rigen el comportamiento del flujo subterráneo y revisadas las opciones disponibles para su modelado, se expondrán en este apartado los resultados correspondientes al análisis y simulación del flujo subterráneo en el acuífero de Motril-Salobreña perteneciente a la cuenca del Guadalfeo usando el código MODFLOW, cuyos fundamentos se describen en el Anejo 2 de esta tesis. Su elección se debe a su capacidad de representar adecuadamente la variabilidad espacial existente mediante esquemas numéricos, validados por numerosos usuarios en el área técnica y científica.

Si bien la utilización del código MODFLOW ofrece limitaciones importantes para su integración en el modelo global de cuenca, se ha considerado conveniente valorar las posibilidades que ofrece este modelo de flujo subterráneo en medio poroso, con el fin de mantener abierta la posibilidad de su aplicación en zonas concretas, es decir, en acuíferos en donde la disponibilidad de datos sea mayor y se justifique el empleo de herramientas más precisas. Esto permitiría estudiar tanto procesos de manera detallada en la relación río-acuífero como otros procesos específicos del sistema subterráneo, como la intrusión de la cuña salina en acuíferos costeros, la dirección del flujo subterráneo, o el transporte de solutos o de contaminantes.

Desgraciadamente y a pesar de la existencia de acuíferos desarrollados en medio poroso en la zona de estudio, la falta de información impide la configuración de este tipo de modelos en la mayoría de ellos. Como se aprecia en la Figura 8, la distribución de la red de muestreo existente dentro de los

límites de la cuenca se encuentra reducida a las zonas relacionadas con la red de drenaje en piedemontes o llanuras aluviales. Además, la mayoría de estos puntos de muestreo cuentan tan solo con un dato, correspondiente a la ejecución del sondeo, por lo que la información que aportan, no permite la configuración de modelos.

Esta situación se repite en la mayor parte de cuencas de cabecera en donde, a pesar de existir acuíferos inventariados, la información correspondiente al almacenamiento de sus recursos de manera detallada y distribuida es muy limitada.

En el estudio “*Estudio hidrogeológico para la gestión integrada de la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*” (Millares, 2006), se realiza una primera aproximación con el fin de valorar las posibilidades de modelado de aquellos acuíferos que presentan la información suficiente como para configurar modelos de flujo subterráneo. En dicho estudio se realizaron simulaciones correspondientes a los acuíferos de Lújar, Escalate, y Motril-Salobreña, siendo éste último el único que presentaba los datos suficientes como para la calibración de la piezometría local y la información detallada para la generación de las diferentes condiciones de contorno (límites de acuífero, definición de geometrías, ...).

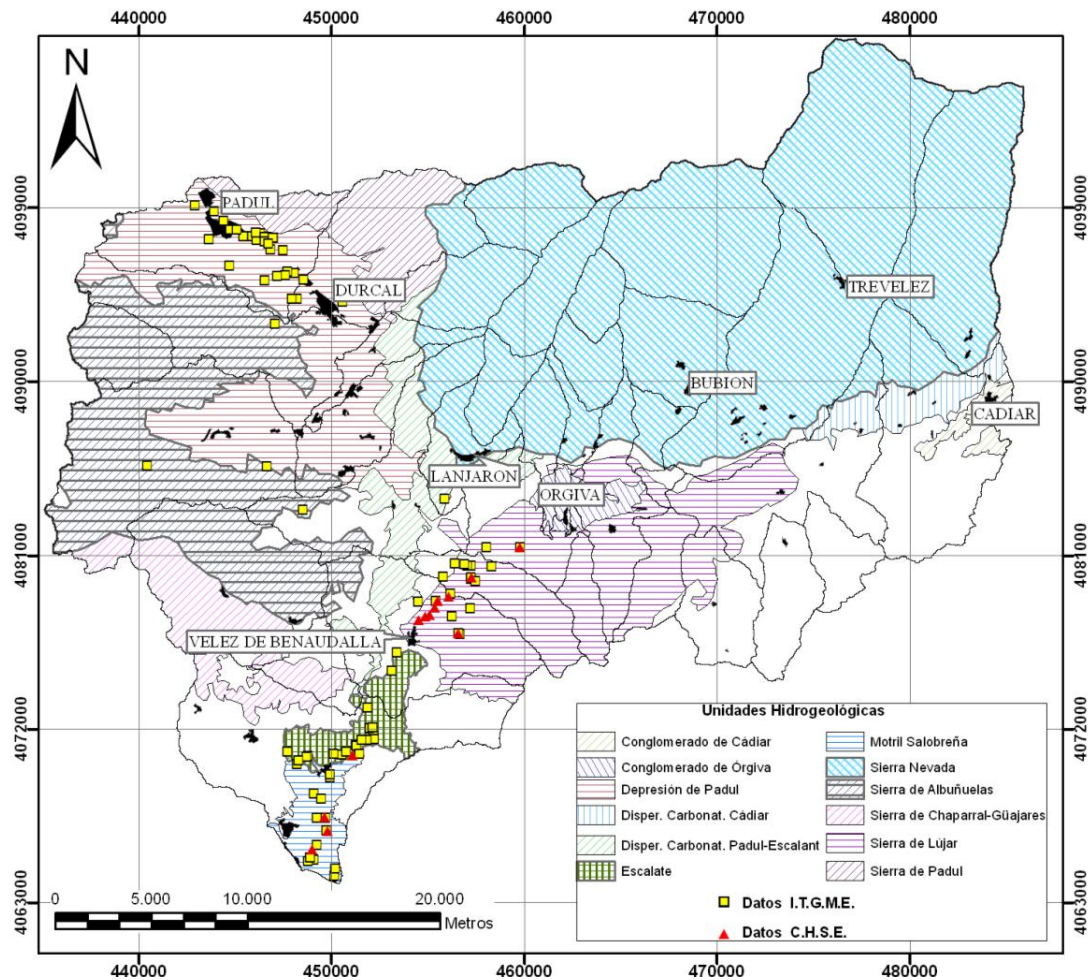


Figura 8; Inventario de puntos de muestreo hidrogeológico en la cuenca del río Guadalfeo (ITGME, CHSE).

El proceso metodológico seguido se muestra en la Figura 9, en el que se ha seguido en primer lugar, el estudio de las características principales del acuífero a partir de la información existente para, posteriormente, realizar la discretización del medio necesaria para el modelado y simulación del flujo subterráneo de cada uno de los acuíferos.

Las simulaciones se han realizado en régimen transitorio para un año medio, obtenido a partir de datos correspondientes al periodo 1.972-2.003. Tanto la configuración de los modelos como las simulaciones para cada caso se han realizado con el software comercial Visual-MODFLOW V 3.1 (Waterloo Hydrogeologic, 2003) que trabaja con el código de MODFLOW, ofreciendo mayores posibilidades tanto en el pre-procesado como en el post-procesado de los datos de cada modelo, facilitando de esta manera la configuración de cada simulación y la interpretación de los resultados. Se han realizado para un año medio, en el que se valoraron y compararon los principales componentes del balance hídrico de cada una de las unidades acuíferas estudiadas para, posteriormente, realizar simulaciones a escala de evento con el fin de particularizar en la relación río y acuífero.

En el modelado de los acuíferos de Lújar y Escalate, la incertidumbre asociada a la configuración del modelo debido a la falta de datos obliga a ser muy cautelosos a la hora de interpretar sus resultados, que deben tomarse tan solo como una primera aproximación por lo que no se incluyen en este trabajo.

El único acuífero del que se ha dispuesto de la información suficiente como para establecer conclusiones fiables a partir de los resultados, es el acuífero de Motril Salobreña. Lamentablemente la relación existente entre esta unidad acuífera y el río Guadalfeo, se limita a la recarga de ésta por parte del río antes de su descarga al mar (Castillo, 1975).

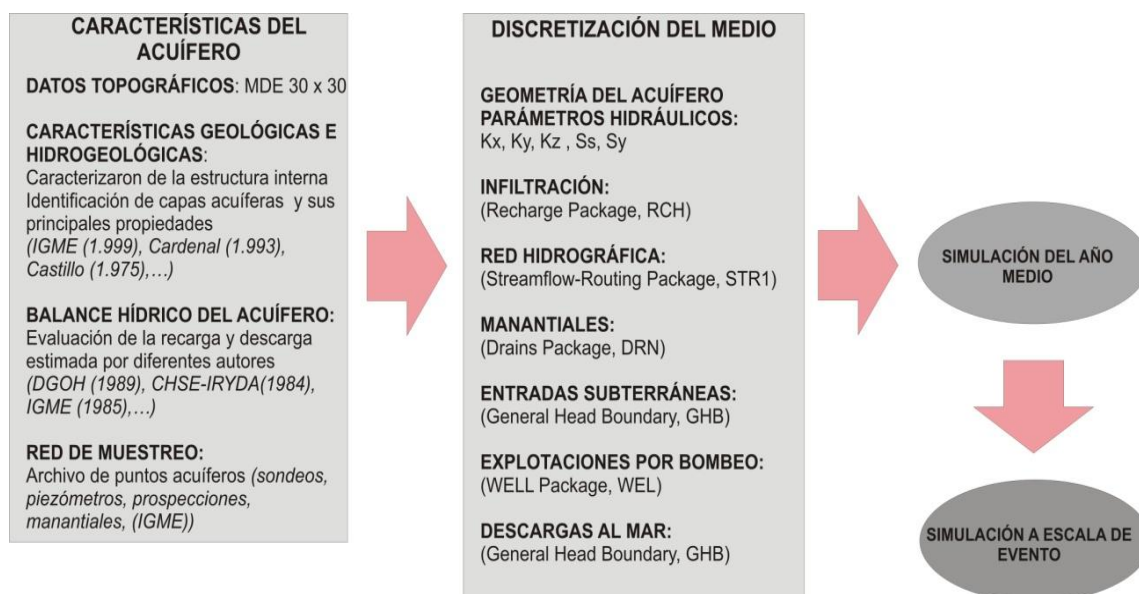


Figura 9; Metodología seguida en el proceso de modelado del acuífero de Motril-Salobreña.

No obstante, tanto la metodología seguida para dicho estudio como los resultados obtenidos, en los que se obtiene información correspondiente al comportamiento del acuífero, ofrece una visión general de lo expuesto en este apartado es decir, la posibilidad de estudiar de manera puntual los acuíferos mediante modelos de flujo subterráneo obteniendo resultados que pueden ayudar a comprender el funcionamiento particular de algunos procesos pertenecientes a estos sistemas. Por todo ello se ha considerado oportuno la inclusión de dicho estudio en un anejo (Anejo 2) dentro de este documento.

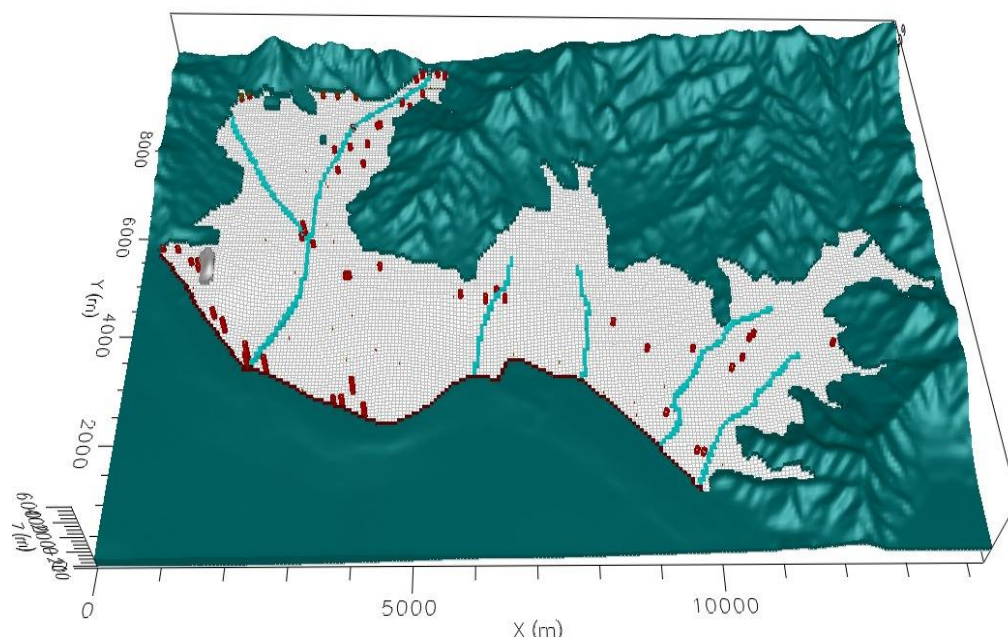


Figura 10. Diferentes condiciones de contorno considerados en el modelado del acuífero de Motril-Salobreña.

Como se observa, la entrada de recursos correspondiente a la red de drenaje supone una cantidad de $12.8 \text{ Hm}^3/\text{año}$, procedentes en su mayoría del río Guadalfeo mientras que la salida desde el acuífero hacia la red de drenaje son prácticamente despreciables. Estos resultados coinciden con las estimaciones realizadas en el estudio realizado por el ITGE en 1.991 “*Investigación hidrogeológica para el apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*”.

La simulación permitió acotar el tiempo de respuesta de la salida de los recursos hacia el mar, estimado en 90 días para un evento particular, así como la respuesta de los manantiales para el mismo evento.

2.8 Limitaciones de aplicación

La posibilidad de representar el flujo subterráneo de manera distribuida a escala de cuenca resulta muy difícil debido a la dificultad en obtener los parámetros necesarios que representan el flujo, así como las condiciones de contorno e iniciales necesarias para la configuración de este tipo de modelos, como se ha expuesto en el capítulo anterior.

Además algunos autores, en particular Barthel (2006), han cuestionado la validez de los resultados correspondientes a simulaciones locales de calibración y validación de modelos de flujo subterráneo, a partir de la serie de medidas del nivel del acuífero, pueden ser aplicados a modelos hidrológicos, más enfocados en los registros de descarga a través de caudales superficiales.

A pesar de todos los inconvenientes, la posibilidad de acoplar modelos hidrológicos con hidrogeológicos resulta muy interesante. Por un lado, el modelo hidrológico podría aportar mayor información que la correspondiente a las aportaciones en forma de caudal base como direcciones de flujo, aportes correspondientes a manantiales, localización de zonas de recarga y de descarga a lo largo del cauce principal, etc.... Por otro, se ha de tener en cuenta que en los modelos de flujo subterráneo, la recarga, es una entrada del modelo que se introduce a partir de información externa por lo que al acoplar la recarga procedente de un modelo físico, en donde ésta es calculada a partir de todos los procesos simulados por el modelo hidrológico (precipitación, evapotranspiración,

fusión de nieve,...), puede reducirse el nivel de incertidumbre en los resultados asociados al flujo subterráneo (Kim *et al.*, 2008).

2.9 Conclusiones

Los códigos de flujo subterráneos que estudian las diferentes unidades acuíferas en donde se desarrolla un flujo en medio poroso, aportan una valiosa información en el conocimiento detallado de los acuíferos pertenecientes a una cuenca. Estos modelos parten de conceptos y ecuaciones de estado clásicas en el estudio del flujo subterráneo en donde se asume el flujo en medio poroso y requieren para su configuración las condiciones de contorno e iniciales del acuífero que se pretende simular, fundamentalmente el potencial hidráulico de partida del sistema así como los límites y la geometría del acuífero.

Estos códigos pueden ser muy variados atendiendo al proceso que se pretende estudiar y el tipo de método numérico empleado para la elaboración de código.

La simulación realizada en un acuífero poroso, el acuífero de Motril-Salobreña ha aportado información interesante sobre los diferentes procesos que tienen lugar en el acuífero como la cuantificación de la intrusión de la cuña salina en condiciones anuales medias, valorada en 0.02 Hm³ anuales las como las descargas en manantiales mostrando de esta manera su elevado potencial en el modelado de la interacción entre el acuífero y otros sistemas.

Por otra parte, la comparación de la recarga de este acuífero estimada por el modelo Visual-Balan permitió validar en un orden de magnitud adecuado los resultados correspondientes a la recarga calculados por el modelo WiM-Med. Por lo tanto la aplicación de este tipo de modelos de manera puntual o combinados con los resultados de un modelo hidrológico puede ser una herramienta fundamental en el conocimiento de los acuíferos, como elementos principales de las aportaciones en forma de caudal base.

Debido a la falta de datos asociada a los acuíferos que no permiten la configuración de los mismos y la heterogeneidad existente entre ellos dentro de la escala de cuenca, la posibilidad de elaborar un código de flujo subterráneo en la simulación del caudal base a esta escala queda descartada debiéndose optar por modelos más simples.

Capítulo 3

Estudio de las aportaciones subterráneas de forma agregada

3.1 Introducción

La caracterización del flujo base es esencial para estudios de la respuesta hidrológica a escala de cuenca sobre todo en cuencas en donde existe un caudal mínimo y en donde es primordial la determinación del régimen ambiental de caudales que asegure el buen estado de conservación del sistema hidrológico. La comprensión y cuantificación de estas aportaciones, expresadas en forma de series temporales de almacenamiento, descarga, evapotranspiración, recarga y las relaciones existentes con las entradas de lluvia, son importantes tanto para su monitorización como para su aprovechamiento (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

Como se ha descrito, en la mayoría de los casos, el origen del caudal base se encuentra en las aportaciones procedentes del almacenamiento subterráneo (Hall, 1968; Wittenberg y Sivapalan, 1999; Chapman, 2002). En este sentido, tal y como se ha expuesto en el capítulo 2, el conocimiento actual de la mayor parte de los acuíferos, no permite configurar modelos de flujo subterráneo con el fin de determinar con precisión las aportaciones subterráneas a escala de cuenca debido a la complejidad y heterogeneidad de los sistemas acuíferos, y la falta de información existente con respecto a éstos.

Por ello, tradicionalmente el estudio de estas aportaciones parte del análisis indirecto del almacenamiento subterráneo a través de los caudales superficiales adoptando modelos simplificados (modelos de depósito) que resumen las características de la interacción río-acuífero.

El estudio de las curvas de recesión ha sido una herramienta muy utilizada por los hidrólogos en la caracterización del almacenamiento subterráneo asumiendo que, cuando la recarga hidrogeológica cesa, el estudio de caudales representa una relación entre almacenamiento-descarga que permite caracterizar el acuífero (Tallaksen, 1995). En otros casos, el estudio de caudales diferenciales permite caracterizar las aportaciones subterráneas en puntos concretos de intersección río-acuífero. Por último, la monitorización de manantiales puede aportar mucha información sobre la relación almacenamiento-descarga de los acuíferos.

Otras técnicas sin embargo, tratan de aportar información de manera más directa como es el caso de estudio con trazadores, en donde se persigue fundamentalmente la determinación del tiempo de residencia y los flujos preferenciales correspondiente al almacenamiento subterráneo, o el estudio de la interacción río-acuífero a través de sensores térmicos, hoy en desarrollo.

En este capítulo se exponen estas metodologías relacionadas con el estudio del caudal base, analizando el tipo de respuesta de estas aportaciones necesario para aplicar técnicas de separación de caudal base a partir de las medidas de caudales superficiales, importante a la hora de analizar las

diferentes procedencias del flujo y compararlas con los datos aportados por los modelos hidrológicos. Seguidamente se expone el marco teórico en el estudio de la interacción río-acuífero y las simplificaciones necesarias para su modelado. Por último se analizan las principales metodologías en el estudio indirecto de las aportaciones subterráneas, haciendo especial énfasis en el estudio de recesión de caudales, metodología que ha sido empleada en diferentes subcuencas de Sierra Nevada.

3.2 Tipo de respuesta del caudal base

Como se ha expuesto, la respuesta del caudal base es, en general, más lenta y continuada distinguiéndola de las aportaciones correspondientes a los inputs de eventos, de respuesta más rápida y de incorporación inmediata en el flujo superficial. Este flujo lento mantiene los caudales en los ríos entre los periodos inter-eventos constituyendo las aportaciones más duraderas hacia el río durante el ciclo hidrológico anual.

Sin embargo, las aportaciones subterráneas a la red de drenaje pueden producirse en ocasiones de una manera rápida contribuyendo de forma importante en la aportación inmediata post-evento (Ward, 1984).

Los mecanismos a través de los cuales el flujo subsuperficial pasa rápidamente a los ríos como respuesta a una entrada, han sido descritos en diferentes estudios (Ward 1984; Beven, 1989; Dingman 2001). Beven (1989) identifica 4 mecanismos responsables de estas contribuciones rápidas del sistema subsuperficial:

- **Flujo translacional:** También conocido como efecto de flujo de pistón (Hewlett y Hibbert, 1967) es un fenómeno muy común y fácilmente observable en un suelo con una humedad correspondiente a la capacidad de campo al que se le añade agua. El agua entrante “empuja” de manera inmediata el agua latente en el suelo produciendo una mayor rapidez en la recarga del sistema subterráneo o en las aportaciones como caudal lateral.
- **Flujo por macroporos o fracturas:** Otro mecanismo de respuesta rápida ante la recarga procedente de un evento puede ser el flujo rápido a través de macroporos o fracturas existentes en el suelo (Beven y German, 1982).
- **Cuña de agua subterránea:** Este efecto describe los aportes rápidos del agua subterránea producidos por un incremento brusco del nivel freático durante periodos de tormenta. Esto produce un gran aumento en el potencial cercano al río, lo que produce un incremento del gradiente hidráulico. La contribución en el cauce inducida de este modo puede exceder a la cantidad de agua entrante realizándose de forma relativamente rápida hacia el cauce. Este almacenamiento en las orillas puede determinarse cuantitativamente conocidos los datos geológicos y controlando los niveles piezométricos en los márgenes del río. Diferentes estudios correspondientes a eventos en cuencas durante periodos de estiaje, han demostrado que el almacenamiento subsuperficial puede ser muy importante en el hidrograma de salida del evento debido a la rápida movilización de este recurso en las zonas cercanas al cauce (Sklash y Farvolen, 1979).
- **Flujos de retorno:** cuando el nivel freático se encuentra muy cerca de la superficie del suelo, una pequeña cantidad aportada por un evento consigue saturar completamente el suelo y encharcar la superficie generando la descarga de agua subsuperficial hacia la superficie (Dunne y Black, 1970). Esta área encharcada puede expandirse rápidamente convirtiéndose en una zona de saturación y por lo tanto de producción de escorrentía.

El tipo de respuesta para una cuenca puede estar dominado por uno de estos procesos o por la combinación de ellos dependiendo de la magnitud del evento, las condiciones de humedad del suelo previas al evento y/o la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas del suelo (Sklash, 1990). Otros estudios han demostrado que el agua movilizadada en el suelo debido a los aportes infiltrados correspondientes al evento, pueden aportar caudales importantes durante el mismo evento en periodos secos, a pesar de los importantes déficits de humedad del suelo (Bazemore *et al.*, 1994).

Por todo esto, y atendiendo a las aportaciones correspondientes a caudal base desde la zona saturada del suelo, pueden existir diferencias en el tipo de respuesta dependiendo del estado inicial de la zona saturada y del tipo de material que compone el acuífero. Las respuestas rápidas procedentes del suelo en el periodo post-evento (caudal lateral o interflow) presentan una duración generalmente más corta que las aportaciones de caudal base aunque los mecanismos que condicionen la respuesta son válidos para ambos sistemas (suelo-zona saturada).

3.3 Técnicas de separación de caudal base

Las técnicas de separación de caudales usan series temporales de registro de caudales con el fin de discretizar las aportaciones del sistema en forma de caudal base. Los métodos más comunes de separación de caudales suelen ser de tipo gráfico, es decir, a partir de la información de caudales registrado.

La separación entre caudales medidos y los caudales correspondientes al flujo base pueden estudiarse a través del Índice de Caudal Base (*ICB*) que expresa el rango de la importancia del caudal base en una cuenca. $ICB = (Aportes\ subterráneos)/(Aportes\ totales)$.

3.3.1 Métodos gráficos de separación

La separación gráfica de diferentes componentes del caudal ha sido definida como “*una de las técnicas de análisis más desesperadas usadas en hidrología*” (Hewlett y Hibbert, 1967). Sin embargo, estas técnicas proporcionan de una manera sencilla una primera aproximación en la determinación de los diferentes componentes de los registros de caudales, permitiendo relacionar el Índice de Caudal Base (*ICB*) con diferentes parámetros físicos de la cuenca.

3.3.1.1 Separación a escala de evento

Los métodos gráficos han sido muy utilizados para separar el componente correspondiente al flujo base en hidrogramas de tormenta. Se basan en la localización gráfica de los puntos en donde empiezan y terminan los procesos de recesión y escorrentía directa. Para la localización de estos puntos, se suele recurrir al análisis de recesión de caudales en busca de la Curva Maestra de Recesión de flujo base (Horton, 1933).

A partir de estas consideraciones varios autores han propuesto diversas metodologías para localizar los periodos de tiempo en los cuales el hidrograma de caudal coincide con la curva de recesión de flujo base identificando los puntos 1-2-3 de la Figura 11. Szilagy y Parlange (1998) proponen esta metodología para una relación río-acuífero que cumple la conceptualización de Boussinesq estudiando las pendientes del hidrograma al dibujar $\log(-dQ/dt)$ y $\log(Q)$ y determinar el inicio del flujo procedente principalmente del sistema subterráneo.

Una vez determinados estos puntos existen diferentes métodos que tratan de discernir de manera gráfica estos tramos de manera más o menos simplificada.

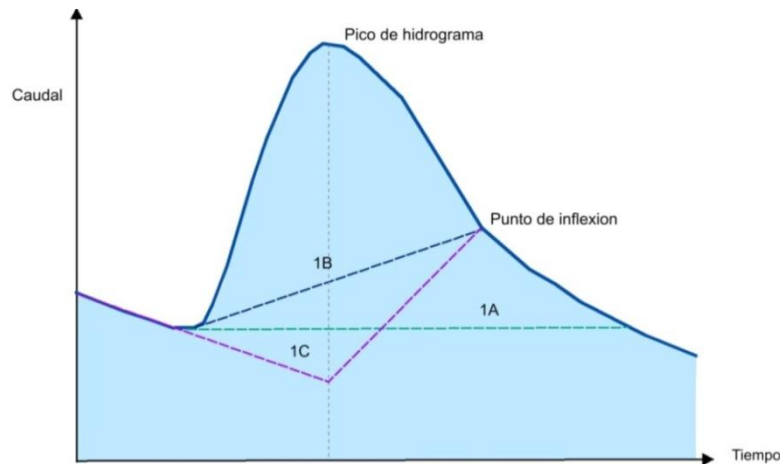


Figura 11; Separación gráfica a escala de evento. (1a) método de descarga constante (1b) método de la pendiente constante (1c) método del caudal base cóncavo (Linsley *et al.* 1982).

El método de la descarga constante o de la línea recta asume, simplificando el problema, que el caudal procedente del flujo base es constante durante todo el evento (Linsley *et al.*, 1982). El valor mínimo de la recesión previa al evento es utilizado como constante de estimación del flujo base.

El método del caudal base cóncavo o del flujo base fijo considera que la escorrentía superficial termina en un tiempo N después del pico del hidrograma. De esta manera, el flujo base antes del evento se proyecta en línea recta hasta la posición del pico del hidrograma y desde allí se proyecta una línea hasta el tiempo N después del pico. Para la estimación de este número de días después del pico se establece una relación empírica considerando el área de la cuenca mediante la expresión:

$$N = 0.827A^{0.2} \quad \text{EC. 3.3-1}$$

En donde N es el número de días entre el pico del hidrograma y A es el área de la cuenca en km^2 (Linsley *et al.*, 1982). El valor del exponente de esta expresión 0.2 puede variar dependiendo de las características de la cuenca como la pendiente, la vegetación y la geología.

Los métodos de la pendiente constante y de la pendiente variable, se basan en establecer relaciones entre los puntos de inflexión existentes a partir del pico del hidrograma. Usando las proyecciones correspondientes a los tramos antes y después del evento es posible establecer los límites del caudal base (Frohlich *et al.*, 1994). De esta manera, se puede estimar el caudal base con una sola línea (método de pendiente constante) que une el inicio del hidrograma, asumiendo una respuesta instantánea del flujo base ante el evento, con el segundo punto de inflexión correspondiente a la recesión. Otra aproximación puede realizarse proyectando una línea desde la recesión inicial hasta el pico del hidrograma, para unirla posteriormente con la proyección del primer punto de inflexión de la recesión y finalmente al último punto de recesión. Se genera de esta manera una pendiente variable.

En la Figura 12 es pueden observar diferentes ejemplos de separación del flujo en dos subcuencas diferentes de Sierra Nevada base según los procedimientos gráficos comentados y que han sido programados en MATLAB con el fin de obtener el caudal base de un evento de manera automática.

A partir de la definición de los puntos de inicio de escorrentía directa y final de la recesión (1) y del punto de inflexión que marca el final de la escorrentía directa (3), las aproximaciones mas simplificadas, como el método de la línea recta y el de la pendiente constante, son capaces de estimar de manera muy grosera la parte correspondiente a escorrentía directa y la perteneciente a

caudal base. El método del caudal base cóncavo considera además los instantes correspondientes al pico del hidrograma y al de un número de días N , (2), a partir del pico que son considerados escorrentía directa.

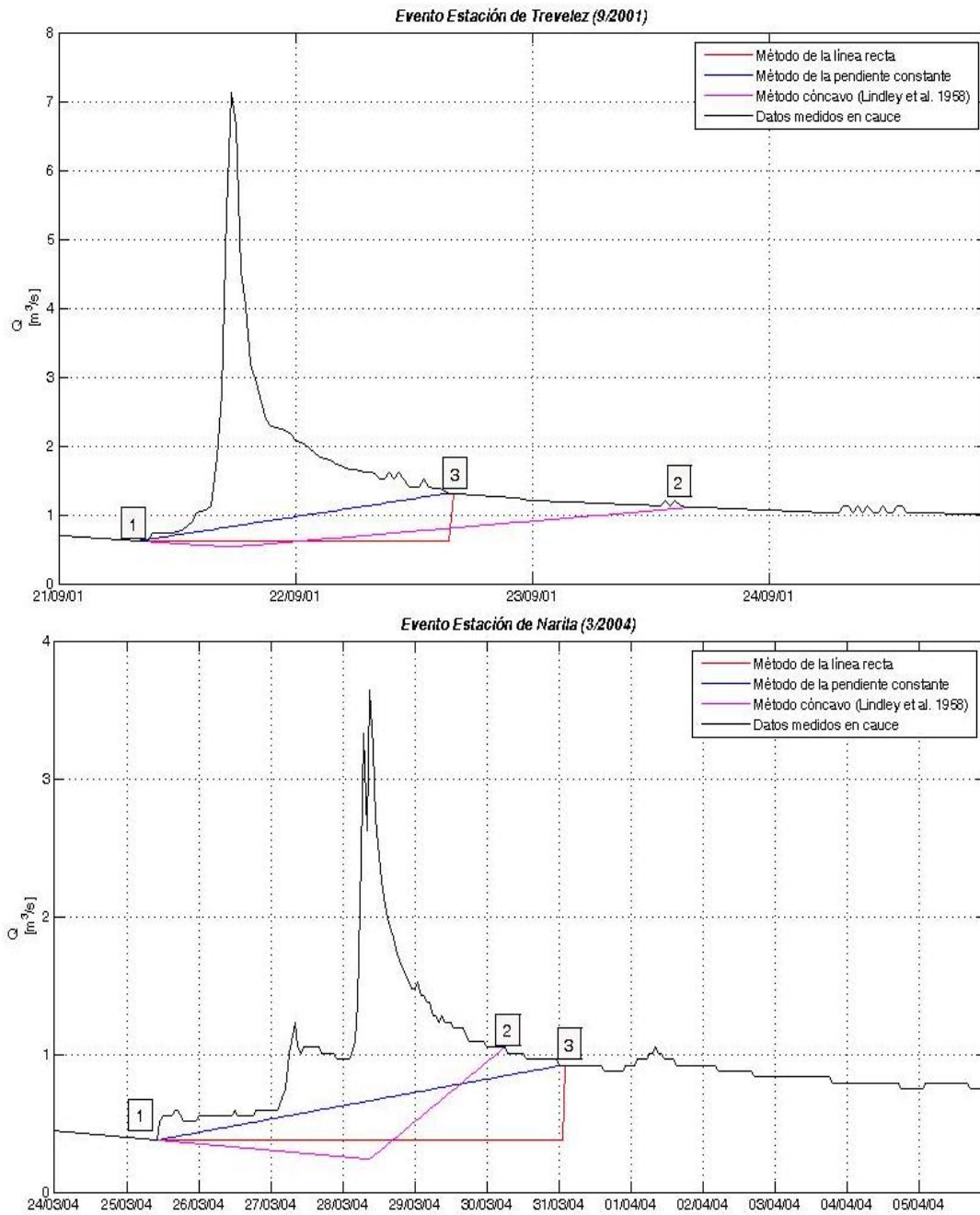


Figura 12; Separación del caudal base a partir de métodos gráficos en las subcuencas de Cádiar y Trevélez, Sierra Nevada.

3.3.1.2 Filtros recursivos

El componente de flujo base puede ser separado de la serie de datos de caudales de manera continuada, a una escala mayor que no se limite al análisis de un evento particular. Para ello se recurre al procesado de los datos a través de procedimiento de filtrado. Estos métodos no tienen ninguna base hidrológica persiguiendo la obtención de un índice automático fácil, repetible y objetivo, que sea representativo del flujo base de la cuenca (Nathan y McMahon, 1990).

Tradicionalmente el estudio de la componente considerada caudal base se ha centrado en su separación de la serie de datos de caudal registrado. Esta metodología se centra en distinguir entre la respuesta rápida correspondiente al flujo de escorrentía directa, la repuesta más lenta del flujo intermedio correspondiente a la zona subsuperficial no saturada (caudal lateral) y la descarga lenta procedente en su mayor parte de los acuíferos (Freeze, 1972).

Sin embargo la base conceptual de estas diferenciaciones es aplicable tan solo a pequeñas cuencas en donde el tiempo de viaje hasta los puntos de salida juega un papel secundario. En cuencas mayores este análisis resulta más complejo y la forma de los hidrogramas puede estar afectada por multitud de procesos que han de ser analizados por separado como la influencia de la topografía, la composición de los suelos y la geología, que puede condicionar el flujo subsuperficial así como la distribución de las variables meteorológicas a lo largo de la cuenca (Hugues, 2001).

El problema es complejo ya que una aproximación más detallada del comportamiento de estos flujos puede alejarse de los conceptos tradicionales adoptados en la hidrología clásica. De esta manera, y como se ha descrito en el apartado anterior, el flujo subsuperficial puede tener un comportamiento rápido mientras que por otro lado la escorrentía directa en laderas de montaña puede sufrir procesos de re-infiltración. Por todo esto resulta extremadamente difícil determinar realmente que parte del hidrograma pertenece al caudal base.

Sin embargo, y asumiendo la incertidumbre asociada a las características del flujo en la cuenca, el empleo de algoritmos de separación de las diferentes partes del hidrograma registrado resultan muy útiles ya que separan los datos registrados entre aquellos de alta frecuencia y baja amplitud correspondiente al caudal base y los de poca frecuencia y alta amplitud correspondientes a la escorrentía directa.

Por lo tanto, la información proporcionada por los datos medidos puede ser aprovechada y no se limita a la utilización de la información de la escorrentía directa. Los datos totales de estos registros pueden ser identificados por estos filtros en dos componentes principales simplificando el problema:

$$Q_t = q_{d(t)} + B_t \quad (\text{E. 3.3-1})$$

Donde

$q_{d(t)}$ es el caudal de escorrentía directa superficial (m^3/s).

Q_t es el caudal medido en la estación de aforo (m^3/s).

B_t es el caudal base (m^3/s).

Existen varias propuestas de filtros siendo los más utilizados, los denominados filtros recursivos los cuales analizan la señal de caudal registrado procesando y separando la respuesta de flujo rápido y de alta frecuencia y separándola de la respuesta de baja frecuencia correspondiente al caudal base. Dentro de éstos, los más simples aquellos que cuentan con un solo parámetro para la calibración, dentro de los cuales existen numerosas propuestas.

Lyne y Hollick (1979) propusieron la siguiente formulación como filtro de un solo parámetro:

$$q_{d(t)} = \beta q_{d(t-1)} + \frac{(1 + \beta)}{2} (Q_t - Q_{t-1})$$

En función del caudal base, tendríamos la expresión

$$B_t = \beta B_{t-1} + \frac{1 - \beta}{2} (Q_t + Q_{t-1})$$

Donde β es el parámetro de filtro estimado en 0,925 para dar unos resultados realistas al comparar con técnicas de separación manual. Este algoritmo ha sido aplicado por Nathan, McMahon (1990) y Arnold *et al.* (1999).

Otros autores (Chapman, 1991) señalan sin embargo que el algoritmo de Lyne-Hollick da una separación del caudal base y de la escorrentía directa incorrecta cuando esta última cesa y proponen la expresión alternativa:

$$B_t = \frac{3\beta - 1}{3 - \beta} B_{t-1} + \frac{1 - \beta}{3 - \beta} (Q_t + Q_{t-1})$$

Sujeto a $B_t \leq Q_t$, que puede expresarse también de la forma

$$B_t = \beta B_{t-1} + \frac{(1 - \beta)}{2} (q_t - q_{d(t-1)})$$

Tabla 3; Filtros recursivos digitales en el análisis de caudal base.

Filtro	Ecuación	Autor/es	Comentarios
Algoritmo de un parámetro	$B_t = \frac{k}{2 - k} B_{t-1} + \frac{1 - k}{2 - k} Q_i$	Chapman y Maxwell (1996)	Aplicación en un solo paso.
Algoritmo de dos parámetros	$B_t = \frac{k}{2 - C} B_{t-1} + \frac{1 - k}{2 - C} Q_i$	Boughton, Chapman y Maxwell (1996)	Aplicación en un solo paso.
Algoritmo de dos parámetros(IHACRES)	$B_t = \frac{k}{1 + C} B_{t-1} + \frac{C}{1 - C} (Q_i + \beta_q Q_{t-1})$	Jakeman y Hornberger (1993)	Extensión del algoritmo de dos parámetros (Boughton, 1996)
Algoritmo de Lyne y Hollick	$B_t = \beta B_{t-1} + \frac{1 - \beta}{2} (Q_t + Q_{t-1})$	Lyne y Hollick (1979). Nathan y McMahon, (1990)	Valor recomendado para β de 0.925.
Algoritmo de Chapman	$B_t = \frac{3\beta - 1}{3 - \beta} B_{t-1} + \frac{1 - \beta}{3 - \beta} (Q_t + Q_{t-1})$	Chapman (1991)	
Algoritmo de Furey y Gupta	$B_t = (1 - \gamma) B_{t-1} + \gamma \frac{c_3}{c_1} (Q_{t-1} - B_{t-1})$	Furey y Gupta (2001)	Filtro físicamente basado que usa la ecuación de balance de masa para el flujo base a lo largo de una ladera

k Constante calculada a partir del estudio de recesión

β y β_q Parámetros de filtro

C Parámetro de forma

γ, c_1, c_3 Parámetros de base física

En donde B_t , representa el caudal base de la cuenca y Q_t el caudal medido en cauce.

En este caso, cuando la escorrentía cesa, esta expresión toma la forma $B_t = \beta B_{t-1}$, expresión muy utilizada en la estimación de la descarga del flujo subterráneo cuando el sistema está ausente de recarga. Para este caso, el parámetro β puede ser estudiado a partir del estudio de recesión de caudales asumiendo que el sistema se comporta de manera lineal proporcionalmente al

almacenamiento. Sin embargo, esta relación lineal ha sido cuestionada por varios autores, entre los que se ha de destacar a Wittenberg (1999) aunque Chapman (1999) afirma que para la mayoría de las recesiones de más de 10 días, el modelo lineal representa una buena aproximación.

En función de esta relación entre caudales, Eckhardt en 2005 propone un filtro general que tenga en cuenta el $ICB = B_t/Q_t$.

$$B_t = \frac{(1 - ICB)a \cdot B_{t-1} + (1 - a)ICB \cdot Q_t}{1 - a \cdot ICB}$$

El parámetro a se corresponde con el parámetro de recesión calculado para las aportaciones subterráneas considerando una relación lineal entre almacenamiento y descarga, ICB es el índice de caudal base y Q_t es el caudal medido en el cauce. A partir de esta expresión general podemos llegar a los filtros anteriormente descritos aproximando el valor del ICB a las particularidades de los materiales o las variables físicas de la cuenca. Por ejemplo, en una cuenca en donde la relación $ICB = 0,5$, obtendríamos el algoritmo de filtro de Chapman y Maxwell antes expuesto. Por lo tanto, a partir de esta expresión y estimando el ICB obtendríamos filtros diferenciados y particularizados para cada zona de estudio.

A partir de estudios preliminares en algunas subcuencas se han sugerido valores para el ICB relacionando este índice con las características de los materiales que forman los acuíferos de la cuenca. De esta manera, para acuíferos porosos de caudal permanente $ICB = 0,80$, para acuíferos porosos de caudal no permanente $ICB = 0,50$ y para acuíferos desarrollados en medios rocosos $ICB = 0,25$. Lo que generaría por tanto unos filtros particularizados para estos materiales

Tabla 4; Relación entre algunos filtros recursivos y el ICB.

Filtro	ICB	Ecuación
Algoritmo de un parámetro	0.8	$B_t = \frac{a \cdot B_{t-1} + 4(1 - a) \cdot Q_t}{(5 - 4a)}$
Algoritmo de dos parámetros	0.5	$B_t = \frac{a \cdot B_{t-1} + (1 - a) \cdot Q_t}{(2 - a)}$
Algoritmo de dos parámetros(IHACRES)	0.25	$B_t = \frac{3a \cdot B_{t-1} + (1 - a) \cdot Q_t}{(4 - a)}$

El parámetro del filtro, a , puede ser calculado a partir de análisis de recesión como ocurriría como ocurriría para el caso de filtros anteriores.

En la Figura 13, se presentan los resultados de la aplicación de algunos de estos filtros aplicados en la subcuenca de Cádiar, en la cuenca del río Guadalfeo. En líneas discontinuas se aprecia en primer lugar el resultado del filtro de Lyne y Hollick en su tercer pase. El ICB resultante aplicando un total de tres pases con este filtro es de 0.88, 0.80 y 0.7 respectivamente. En segundo lugar, pueden observarse los algoritmos de Chapman (1991) y Chapman y Maxwell (1998) en donde se obtiene una relación del ICB de 0.52 y 0.49 respectivamente, cercanos al $ICB=0.5$ como se ha expuesto antes. El último filtro corresponde a la expresión de Eckhardt (2005) para un ICB de 0.25.

Es importante señalar, como se ha descrito en el apartado anterior, que en numerosos estudios se ha relacionado el ICB con el efecto de la topografía de la cuenca, (Nathan *et al.*, 1996), la geología y la vegetación (Lacey, 1998), la pendiente de canal, la pendiente media de la cuenca y la densidad de drenaje (Mwakalila, 2002).



Figura 13; Algoritmos de separación de caudal base propuestos por diferentes autores aplicados en los caudales registrados en la subcuenca de Cádiar, Sierra Nevada.

3.3.1.3 Otras técnicas gráficas

Además de los filtros recursivos, existen otras técnicas de separación del flujo base por procesado y filtrado de datos correspondientes a la serie de caudales que se han incorporado en diferentes modelos.

Otra técnica es la del suavizado mínimo, que se basa en usar el valor mínimo no solapado de la serie de datos, generando el flujo base por conexión de datos seleccionados a partir de esta selección de datos mínimos. El programa HYPSET usa una variante de esta metodología llamada método del mínimo local (Sloto y Crouse, 1996).

El método del intervalo fijo asigna un valor constante para el flujo base en intervalos de tiempo fijos calculados como el doble del valor correspondiente a la expresión empírica de Lindsley ya comentada ($2N$) (Pettyjohn y Henning, 1979). La componente de caudal base será asignada para cada paso de tiempo como el valor mínimo de caudal registrado con un valor constante para el periodo de tiempo considerado $2N$.

El método del intervalo móvil es similar al anterior pero se busca el valor mínimo de caudal en un intervalo $(2N - 1)/2$, siendo N , el número de días de la expresión empírica de Lindsley. Este intervalo se va moviendo de manera diaria asignando el valor mínimo de caudal base en el punto medio del intervalo (Pettyjohn y Henning, 1979).

3.3.2 Otros métodos

Aunque los métodos gráficos son los más comunes, existen otros métodos, menos empleados, como el empleo de isótopos y otros elementos químicos.

Según estos métodos, los aportes subterráneos en forma de caudal base pueden ser analizados por una gran variedad de elementos químicos y de isótopos, entre ellos 2H , 3H , 18O , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- .

Esta metodología se basa en muestrear la concentración de isótopos en la zona saturada de la orilla y compararla con la concentración existente en el flujo superficial. Cuando esta es igual, puede asumirse que un alto porcentaje del flujo subterráneo está contribuyendo a la aportación superficial. Por otro lado si la concentración de isótopos es menor en el cauce que en el almacenamiento

subterráneo puede asumirse que la mayoría del flujo procede de escorrentía directa (Freeze y Cherry, 1979).

3.4 Relación río-acuífero

El conocimiento de los principios básicos que explican las interacciones el río y el acuífero es esencial para el manejo efectivo de los recursos hídricos y para su modelado. Sin embargo existe un gran desconocimiento de estos procesos condicionado por la dificultad en la obtención de datos de medida directa y las complejas características del marco hidrogeológico de muchos ríos.

Larking y Sharp (1992) clasificaron las interacciones río-acuífero basándose en el componente regional predominante del flujo subterráneo:

- **Componente de flujo inferior:** El flujo subterráneo se mueve paralelo y en la misma dirección que el río.
- **Componente de flujo base:** El flujo subterráneo se mueve perpendicularmente desde o hacia el cauce principal dependiendo de si este es ganador o perdedor
- **Mixto:** Situación intermedia de las dos anteriores

El componente dominante del flujo subterráneo, sea de tipo caudal base o de tipo inferior, puede deducirse a partir de datos geomorfológicos tales como la pendiente de canal, la sinuosidad del río, grado de incisión del río en el aluvial, el ratio anchura-profundidad de las orillas del cauce y el carácter de deposición del sistema fluvial. El flujo de tipo inferior es predominante en sistemas fluviales con importante pendiente de canal, baja sinuosidad, amplio rango anchura-profundidad, de bajo grado de incisión en el río y en zonas de deposición. El flujo base dominante se encuentra en ríos de características geomorfológicas contrarias a las anteriores. Los sistemas con flujo mixto ocurren cuando el gradiente longitudinal del valle y la pendiente del cauce son prácticamente iguales y además la pendiente lateral del valle es despreciable (Larking y Sharp 1992).

El estudio de esta interacción entre los sistemas subterráneos y los aportes superficiales se ha desarrollado mucho a lo largo de las últimas dos décadas debido al interés en cuantificar los recursos desde una perspectiva ecológica y estudiar los efectos del transporte de sustancias dentro del ciclo hidrológico.

Generalmente, las aportaciones de caudal base procedentes del almacenamiento subterráneo se han estudiado a partir de las interacciones entre el nivel freático del acuífero y el río produciéndose en esta relación, ganancias o pérdidas en el caudal superficial del propio río. Estos estudios suponen acuíferos ideales no confinados, de extensión infinita, homogénea e isotrópica y completa o parcialmente conectados con el río.

La ecuación unidimensional de Boussinesq, cuando el efecto de capilaridad ejercido en el nivel freático es despreciable y las aproximaciones de Dupuit-Forcheimer son aplicables, describe la elevación transitoria del nivel freático $h(x, t)$ sobre una capa impermeable horizontal.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{m_e} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (\text{E. 3.4-1})$$

Donde k es la conductividad hidráulica saturada del acuífero no confinado (L/T), m_e es la porosidad efectiva, adimensional, t es el tiempo (T) y x es la distancia horizontal hasta el cauce.

Cuando un río se encuentra en contacto con un acuífero libre, la dirección del flujo puede ser hacia el acuífero, en cuyo caso el río alimenta al acuífero denominándose río influyente, o por el contrario

hacia el río, recibiendo éste agua procedente del acuífero denominándose río efluente. Esta situación puede cambiar a lo largo del curso del propio río, siendo común la identificación de tramos influentes y efluentes.

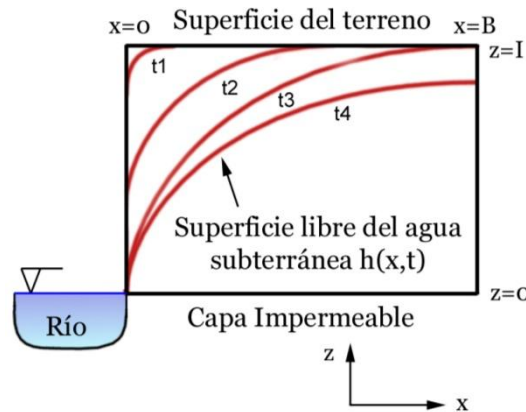


Figura 14; Esquema de la evolución de un acuífero no confinado completamente conectado al cauce.

Centrándonos en el proceso de descarga hacia el río, y como se puede apreciar en la Figura 14, existen diferentes estados de almacenamiento desde el acuífero hacia el cauce distinguiendo dos fases fundamentales:

En una primera fase, la altura h no desciende de la profundidad del acuífero e en el punto final correspondiente al espesor B considerado para el acuífero, es decir, de un estado inicial $h(x, 0) = D$, en donde el acuífero queda colgado existiendo una superficie de goteo o de rezume, se pasa a una situación $h(0, t) = 0$, es decir, un acuífero completamente conectado al río. El flujo resultante que pasa en esta situación desde el acuífero hacia el río q (m/s) teniendo en cuenta que esta situación comprende un periodo corto de tiempo en donde no influye la condición de ausencia de flujo de la superficie de goteo o de rezume, puede calcularse mediante la expresión (Brutsaert y Nieber, 1977):

$$q(t) = 0.332(km_e)^{1/2}e^{3/2}t^{-1/2} \tag{E. 3.4-2}$$

Cuando el descenso del nivel freático comienza a ser menor que su profundidad inicial D al final del espesor finito considerado B , es decir, $h(x, t) < e$, entramos en el periodo de aportaciones a largo plazo y el flujo entrante al río puede deducirse a través de la expresión (Polubarinova-Kochina, 1962)

$$q(t') = \frac{0.862ke^2}{B \left[1 + 1.115 \left(\frac{ke}{m_e B^2} \right) t' \right]^2} \tag{E. 3.4-3}$$

Además de estas relaciones, para el estudio de la influencia en los caudales cuando se produce una extracción por bombeo, diferentes autores, principalmente Theis (1941) y posteriormente Glover y Balmer (1954), proponen soluciones analíticas bastante útiles en la valoración preliminar de la interacción río-acuífero, teniendo en cuenta que en la mayoría de los casos no se cuentan con datos suficientes para la correcta calibración de modelos distribuidos. Posteriormente, Sophocleous *et al.* en 1995, comparó las soluciones analíticas propuestas por Glover con la utilización de diferencias finitas en un modelo distribuido, concretamente MODFLOW, para valorar las hipótesis ideales propuestas en la solución analítica demostrando la sobreestimación en la mayoría de los casos de ésta.

Sin embargo, las ecuaciones anteriores son difícilmente aplicables ya que en la mayoría de los casos las condiciones hidrogeológicas en las orillas son desconocidas y es difícil establecer los tiempos t de origen en el descenso del nivel freático.

Winter 1995, señaló que el estudio de la relación río-acuífero, ha de ser extendido al estudio en ríos de cabecera, lagos, turberas y estuarios. De hecho, tal y como señalan un gran número de autores, especialmente Hewlett (1961), el agua subterránea desde su concepto más tradicional con un nivel piezométrico repartido en toda la superficie, raramente se encuentra en las cabeceras de las cuencas en donde predomina el relieve montañoso y un flujo subsuperficial complejo.

Los mecanismos físicos por los cuales el agua almacenada en el suelo aporta caudales a los ríos en cuencas de montaña, han sido muy poco estudiados debido a la complejidad de estos sistemas y a las dificultades en el proceso de su conceptualización.

Por todo esto, muchos los autores (Brutsaert y Nieber, 1977; Tallaksen, 1994) sugieren el análisis de la pendiente de recesión de caudales (dQ/dt), como método más fiable para el estudio de las aportaciones del almacenamiento subterráneo. Este análisis se encuentra desarrollado de manera detallada en un apartado posterior.

A gran escala y en régimen de flujo topográficamente controlado, el agua subterránea se mueve por sistemas con un patrón predecible pudiéndose identificar o relacionar diferentes procesos con diferentes segmentos del sistema de flujo. Las interacciones entre lagos y ríos con el agua subterránea se encuentran condicionadas por la posición del agua superficial en estos sistemas con respecto a la zona saturada del suelo, las características geológicas de los materiales de los lechos y de su configuración climática. (Winter, 1999). Por lo tanto estos tres factores han de ser tenidos en cuenta para el completo conocimiento de la interacción río-acuífero.

Por otra parte, la distribución espacial de la red de flujo subterráneo dentro de la cuenca estudiada, puede influir en la intensidad de la descarga del almacenamiento subterráneo. En ocasiones, el cauce principal de una cuenca puede recibir aportaciones desde de una cuenca colindante e incluso desde zonas más lejanas (Sophocleous, 2002). En este sentido, si los estudios de caudal base son utilizados como indicadores de la recarga del sistema, pueden cometerse errores ya que la descarga representaría un almacenamiento superior a la recarga que tiene lugar dentro de la cuenca, por lo que, análisis de caudal base fundamentados en conceptos de relación almacenamiento-descarga, pueden aportar resultados numéricos engañosos si no se tienen en cuenta las características espaciales del flujo y diferenciando y determinando las zonas de recarga y descarga (Domenico, 1990).

Es destacable la importancia de los acuíferos colgados y su contribución rápida e importante durante los episodios de evento. Estos procesos, importantes en aquellas zonas de montaña en donde es frecuente la existencia de acuíferos colgados, han sido descritos por McDonnell *et al.* (1991) como flujos pseudo-hortonianos que generan un caudal lateral cercano a la superficie debido a diferencias en la conductividad hidráulica saturada entre las fases orgánicas y minerales del suelo.

3.5 Caracterización de las aportaciones subterráneas de forma agregada

La heterogeneidad y dificultad en la obtención de la información necesaria para el conocimiento de la relación río-acuífero obliga a adoptar modelos conceptuales agregados que resuman esta relación de forma media para grandes superficies.

Los modelos de depósito se han desarrollado con el fin de proporcionar una alternativa a los modelos de flujo subterráneo excesivamente dependientes de información inicial y de contorno en

su utilización a escala de cuenca. En muchos casos los modelos hidrológicos recurren a modelos de depósito a la hora de simular el flujo subterráneo a escala de cuenca teniendo en cuenta la pérdida del carácter distribuido y la base física. Estos modelos requieren generalmente poca información y son generalizables a toda la superficie de la cuenca, tanto en zonas de medio poroso, como zonas de flujo preferencial desarrollado a lo largo de fracturas.

Estos modelos parten se apoyan en los estudios de recesión de caudales en la relación almacenamiento-descarga de los acuíferos, con la diferencia de incorporar procesos de recarga. A continuación se exponen los fundamentos teóricos de este tipo de modelos.

3.5.1 Depósito lineal simple

La cantidad de agua almacenada en al acuífero S , puede relacionarse con los caudales e entrada, I y de salida Q , de la cuenca, a través de la ecuación general de continuidad:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) \tag{E. 3.5-1}$$

Si el sistema hidrológico es un depósito tal como el de la Figura 15, en el que S varía, es decir aumenta y/o disminuye, con el tiempo en la respuesta a I y Q , y a sus variaciones con respecto al tiempo dI/dt , d^2I/dt^2 , dQ/dt , d^2Q/dt^2 ..., el almacenamiento, en cualquier instante, puede expresarse por una función de almacenamiento (Chow, 1994) como:

$$S = f\left(I, \frac{dI}{dt}, \frac{d^2I}{dt^2}, \dots, Q, \frac{dQ}{dt}, \frac{d^2Q}{dt^2}, \dots\right)$$

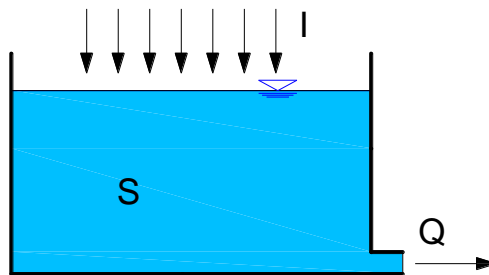


Figura 15; Representación simplificada de un sistema acuífero mediante un modelo de depósito lineal simple.

En donde la función f estará determinada por la naturaleza del sistema hidrogeológico, acuífero, analizado. Esta función puede expresarse por la ecuación diferencial lineal de la forma:

$$S = A_0I + A_1 \frac{dI}{dt} + A_2 \frac{d^2I}{dt^2} + \dots A_n \frac{d^nI}{dt^n} + B_0Q + B_1 \frac{dQ}{dt} + B_2 \frac{d^2Q}{dt^2} + \dots B_n \frac{d^nQ}{dt^n}$$

Si los términos de esta ecuación fuesen productos de I y sus derivadas, y Q y sus derivadas, o potencias distintas de las de primer grado, el sistema descrito por esta función podría ser no lineal. Los coeficientes A_0 a A_n , y B_0 a B_n de la ecuación pueden ser constantes, en cuyo caso el sistema lineal se dice que es invariable en el tiempo, o algunos de los coeficientes pueden ser dependientes del tiempo, en cuyo caso el sistema lineal se dice que es variable en el tiempo (O'Donnell, 1986).

La solución simultánea de las ecuaciones de continuidad y almacenamiento, permite calcular el caudal de salida Q , conocido el de entrada I , siendo I y Q funciones del tiempo. La solución puede realizarse por dos procedimientos (Ayuso, 1990):

- Diferenciando la función de almacenamiento (2), y sustituyendo el resultado de dS/dt , en la ecuación (1), para resolver posteriormente la ecuación diferencial resultante por integración, obteniendo $Q(t)$ como una función de $I(t)$.
- Aplicando los métodos de diferencias finitas, directamente a las ecuaciones (1) y (2), para resolverlas en puntos discretos a lo largo del tiempo.

Un embalse lineal es aquel cuyo almacenamiento S , está relacionado linealmente con su caudal de salida, Q , a través de la constante de almacenamiento k

Considérese un embalse, donde el almacenamiento S , está relacionado al caudal de salida Q , mediante la relación general:

$$S = kQ^b \quad (\text{EC. 3.5-2})$$

Para el caso particular de $b = 1$, sistema lineal, y k constante, esta ecuación puede expresarse como

$$\frac{dS}{dt} = k \frac{dQ}{dt}$$

Que sustituida en la ecuación de continuidad da la expresión

$$k \frac{dQ}{dt} + Q(t) = I(t)$$

que es una ecuación diferencial lineal con coeficientes constantes, de modo que para $n = 1$ y k constante, el depósito representa un sistema lineal invariable en el tiempo, cuyo comportamiento es descrito por esta ecuación.

Resolviendo esta ecuación diferencial lineal multiplicando ambos lados de la ecuación por el factor integrante $e^{t/k}$, nos queda:

$$e^{t/k} k \frac{dQ}{dt} + e^{t/k} Q(t) = e^{t/k} I(t) \quad (\text{E. 3.5-3})$$

Que puede expresarse también como:

$$\frac{d}{dt} (Q e^{t/k}) = \frac{1}{k} e^{t/k} I(t)$$

Integrando para condiciones iniciales Q_0 para t_0 y Q_1 para t_1 quedará:

$$\int_{Q_0}^{Q_1} d(Q e^{t/k}) = \int_{t_0}^{t_1} \frac{1}{k} e^{t/k} I(\tau) d\tau$$

Donde τ es una variable auxiliar de tiempo en la integración. Resolviendo:

$$Q_1 e^{t_1/k} = Q_0 e^{t_0/k} + \int_{t_0}^{t_1} \frac{1}{k} e^{x/k} I(\tau) d\tau$$

$$Q_1 = Q_0 e^{(t_0-t)/k} + \int_{t_0}^{t_1} \frac{1}{k} e^{(x-t_1)/k} I(\tau) d\tau$$

Al tratarse de un sistema lineal invariable en el tiempo, k es constante y suponiendo que la entrada es constante para el periodo $(t_1 - t_0) = dt$ resulta la expresión:

$$Q_1 = Q_0 e^{-\frac{dt}{k}} + I \left[e^{\frac{(x-t_1)}{k}} \right]_{t_0}^{t_1}$$

Por lo tanto, el flujo Q_1 al final del paso dt viene determinado por la expresión:

$$Q_1 = Q_0 e^{-dt/k} + I(1 - e^{-dt/k}) \quad (\text{E. 3.5-4})$$

3.5.2 Modelo de depósito con dos salidas

De la misma manera podemos estudiar un depósito lineal con dos salidas. En este caso, el análisis tan solo puede expresarse de manera explícita ya que el almacenamiento dependerá de la existencia de un cierto volumen umbral a partir del cual no existe flujo en una de sus salidas.

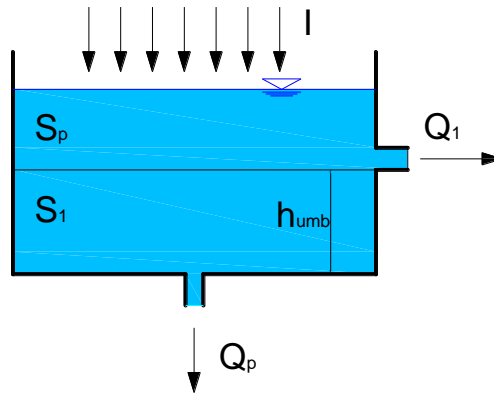


Figura 16; Modelo de depósito lineal con dos salidas.

En este caso, el almacenamiento vendrá dado por las expresiones:

$$S_1 = k_1 Q_1$$

$$S_1 + S_p = k_p Q_p$$

Si llamamos $S_1 + S_p = S$ al almacenamiento total del sistema acuífero, y $S_p = U$, umbral de almacenamiento para la existencia de flujo en Q_1 tenemos que:

$$S = k_p Q_p = k_1 Q_1 + U$$

De la misma manera que en el caso anterior podemos relacionar la cantidad de agua almacenada en el acuífero S con los caudales e entrada, I y de salida Q , del acuífero, a través de la ecuación general de continuidad que para un embalse con dos salidas será:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - (Q_1(t) + Q_p(t))$$

De la expresión se deduce que:

$$Q_1 = \frac{k_p Q_p - U}{k_1}$$

Y de la ecuación de continuidad aplicada a un embalse de dos salidas tenemos que:

$$\frac{dQ_p}{dt} k_p = I - (Q_1 + Q_p)$$

Sustituyendo:

$$\frac{dQ_p}{dt} k_p = I - \left(\frac{k_p Q_p - U}{k_1} + Q_p \right)$$

Reordenando esta expresión nos queda la ecuación diferencial

$$\frac{dQ_p}{dt} + \frac{k_p + k_1}{k_p k_1} Q_p = \frac{1}{k_p} \left(I + \frac{U}{k_1} \right)$$

que da como resultado:

$$Q_p = \frac{k_1}{k_1 + k_p} \left(I + \frac{U}{k_1} \right) + e^{\frac{(k_p + k_1)t}{k_p k_1}} C_1$$

Para las condiciones iniciales Q_{p0} para t_0 y Q_{p1} para t_1 quedará:

$$Q_{p1} = Q_{p0} e^{\frac{-(k_p + k_1)t}{k_p k_1}} + \frac{k_1}{k_p + k_1} \left(I + \frac{U}{k_1} \right) \left(1 - e^{\frac{-(k_p + k_1)t}{k_p k_1}} \right) \quad (\text{E. 3.5-5})$$

que junto con la expresión

$$Q_1 = \frac{k_p Q_p - U}{k_1} \quad (\text{E. 3.5-6})$$

definen el flujo en un embalse lineal con dos salidas.

3.5.3 Modelo de depósito no-lineal

Para representar esta no-linealidad entre el almacenamiento y la descarga del sistema debemos modificar el exponente de la expresión anterior (E.3.5-2) para $b \neq 1$.

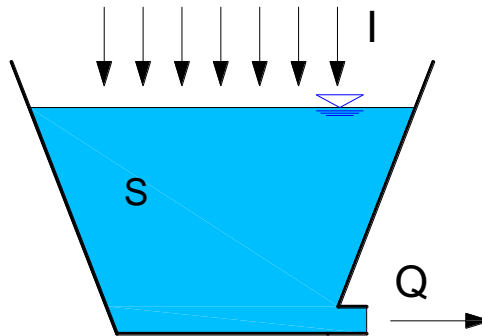


Figura 17; Modelo de depósito no lineal.

Para este caso, siendo S el almacenamiento del sistema en m^3 y Q en m^3/s el factor k toma en este caso las dimensiones $m^3 \cdot 3^{bs}$ siendo el exponente b adimensional. Como se vio en el apartado anterior, la condición de linealidad supone que el exponente $b = 1$. Siguiendo el mismo procedimiento que para el caso de linealidad, el resultado de combinar la ecuación (EC.3.5-1) con la ecuación de continuidad (E. 3.5-2), da como resultado la expresión de recesión, suponiendo ausencia de recarga, para una relación no-lineal propuesta por Wittenberg en 1999.

$$S = kQ^b$$

$$\frac{dS}{dt} = -Q$$

Da como resultado

$$kbQ^{(b-1)} \frac{dQ}{dt} = -Q$$

Integrando entre los límites $t_0 = 0$ y t , Q_0 y Q_t respectivamente

$$\int_0^t -dt = \int_{Q_0}^{Q_t} kbQ^{b-2} dQ$$

Para $b \neq 1$, tenemos que

$$\frac{b-1}{kb} | -t |_0^t = | Q^{b-1} |_{Q_0}^{Q_t}$$

$$\left(\frac{Q_0}{Q_t} \right)^{1-b} = 1 + \frac{1-b}{kb} Q_0^{1-b} \cdot t$$

Que da como resultado la ecuación que define el comportamiento lineal

$$Q_{t-\Delta t} = \left[Q_t^{b-1} + \frac{(b-1)\Delta t}{kb} \right]^{\frac{1}{b-1}}$$

o lo que es lo mismo

$$Q_t = Q_0 \left[1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}}{kb} \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (\text{E. 3.5-7})$$

Para los casos en los que la relación existente entre almacenamiento y descarga se acerca más a modelos no lineales y es preciso, no solo modelar la recesión, sino modelar las aportaciones teniendo en cuenta los procesos de recarga, algunos autores (Tallaksen, 1995; Moore, 1997; Chapman, 1999) proponen resolver el problema de la no linealidad en la modelización de la caudal base mediante dos o más depósitos lineales en paralelo o en serie. Estas combinaciones entre depósitos, que contemplan también la posibilidad de utilizar un solo depósito lineal con dos salidas, mejoran el ajuste para casos de no linealidad ya que presentan más constantes de almacenamiento a calibrar.

En el estudio de curvas de recesión en donde se detecta una cierta no-linealidad del sistema, el modelado de éstas puede ser estudiado también como una combinación de recesiones lineales aplicando el principio de superposición, por lo tanto el acuífero podría ser modelado configurado como una combinación de n depósitos lineales (Tallaksen, 1995).

3.6 Estudios indirectos

3.6.1 Estudio de recesión de caudales

Como se ha señalado, el estudio indirecto del almacenamiento subterráneo constituye en la mayoría de los casos la mejor solución en el proceso de cuantificación de las aportaciones del almacenamiento subterráneo en los ríos de una cuenca. Las curvas de recesión representan las propiedades del almacenamiento y características básicas de los acuíferos (Tallaksen, 1995), permiten comprender mejor el sistema y desarrollar una propuestas de modelado del flujo subterráneo con mayor acierto.

Las características de estas curvas de recesión son extremadamente útiles en la estimación del aporte de agua y en el estudio de la relación río-acuífero (Hoos, 1990). Su análisis ha sido fundamental en muchas áreas tanto para la gestión, como para la planificación de recursos hidrológicos, siendo un recurso interesante para su uso como índice del almacenamiento de la cuenca y proporcionando un modo de estimación de las reservas en cuencas carentes de datos (Tallaksen, 1994).

Por otra parte, el análisis de curvas de recesión puede ser una herramienta imprescindible en la determinación de parámetros de modelos hidrológicos (Harling, 1991). Otra importante aplicación de la información aportada por las curvas de recesión es la separación del componente de caudal base de la serie de datos de caudales (Nathan y MacMahon, 1990; Fröhlich *et al.*, 1994; Chapman y Maxwell, 1996) tal y como se ha señalado en el apartado anterior y, por lo tanto, la estimación de los aportes subterráneos del sistema hidrogeológico durante la serie estudiada.

Tradicionalmente, en este tipo de estudios, se ha optado por la suposición de linealidad en la relación almacenamiento-descarga a través de modelos de embalse lineal desarrollado por primera vez por Maillet en 1905, que propuso una función exponencial para la relación almacenamiento-descarga. Esta simplificación sigue utilizándose en los diferentes modelos que interpretan los sistemas hidrológicos debido a su fácil manipulación matemática (Wittenberg, 1999).

El modelo lineal asume que el almacenamiento es linealmente proporcional a la descarga del sistema siguiendo una relación expuesta en el apartado anterior (EC. 3.6-1)

Estudios teóricos sobre flujo subterráneo han demostrado la validez de la relación lineal entre almacenamiento y descarga para el flujo unidimensional en un acuífero confinado de espesor constante y de conductividad hidráulica constante (Werner y Sundquist, 1951).

Sin embargo, muchos análisis numéricos de recesión de caudales han demostrado que el modelo lineal, no representa de manera satisfactoria la curva de recesión (Tallaksen, 1995). En muchos casos, la representación semilogarítmica de los caudales de recesión en ríos presenta algún grado de concavidad, perdiéndose la recta que cabe de esperar en un ajuste lineal, por lo que el valor de la constante k ajustada a diferentes rangos de la curva de recesión no es constante sino que aumenta sistemáticamente a medida que el flujo disminuye (Wittenberg, 1994; Moore, 1997). Esto indica una fuerte no-linealidad del sistema. El argumento general que explica esta condición de no-linealidad es que no todos los factores hidrológicos y meteorológicos permanecen constantes para las diferentes subcuencas, sobre todo bajo condiciones de sequía (Hamad, 1993).

Las diferentes formulaciones empleadas para la descripción del caudal base generalmente se presentan como soluciones lineales o no lineales de ecuaciones de gobierno que simplifican el comportamiento del acuífero como la ecuación de Boussinesq (Brutsaert y Nieber, 1977; Voguel y Kroll, 1992).

Muchos autores han comprobado como el ajuste del comportamiento de los acuíferos no se debe a un solo parámetro relacionado con los acuíferos sino que depende de las diferentes condiciones hidrológicas de la cuenca estudiada. Esto indica que las variaciones de las constantes de recesión estudiadas se deben a una distribución no uniforme de las diferentes características físicas de la cuenca. De esta manera, Brutsaert y Nieber (1977); Voguel y Kroll (1992) encontraban en la mayoría de los casos inadecuada la asunción de linealidad para el estudio de curvas de recesión.

Sin embargo, la asunción de no linealidad para el modelado de las recesiones implica que han de identificarse los factores que influyen en ésta y encontrar relaciones que vinculen a los diferentes parámetros con el factor que produce la no linealidad del sistema.

La no linealidad se representa en estos modelos con el exponente $b \neq 1$. De esta manera, no hay que olvidar la importancia del conjunto de factores hidrológicos que se encuentran relacionados con el acuífero durante el receso y que pueden influir significativamente en la forma de éste. Estas interacciones incluyen efectos como la evapotranspiración producida por bosques de ribera, la transpiración producida por la vegetación de raíz profunda, el ascenso por capilaridad hacia la zona no saturada, las extracciones realizadas en el acuífero y la recarga desde la zona no saturada (Fenicia *et al.*, 2006). Estos flujos pueden alterar el almacenamiento del acuífero de manera continuada provocando cambios en la forma de la curva de recesión, haciendo que esta adopte una forma de descenso brusco o por el contrario forzando un agotamiento más prolongado en el tiempo.

La evapotranspiración es uno de los procesos más importantes que pueden influir en la relación almacenamiento-descarga. En condiciones de aridez, los efectos de evapotranspiración y transpiración pueden ser muy significativos y visibles en las curvas de recesión (Wittenberg y Sivapalan, 1999). Por el contrario, en climas más húmedos, los efectos de recarga procedentes de la zona no saturada pueden tener una influencia considerable en la curva de recesión enmascarando la relación almacenamiento-descarga que constituye la base teórica del estudio de recesión. Esta recarga puede deberse, entre otras cosas, a la alimentación desde la zona no saturada de agua procedente de fusión de nieve.

En la mayoría de los estudios de recesión los procesos que interactúan con el almacenamiento del sistema hidrogeológico no se tienen en cuenta considerándolos como despreciables. No obstante, en cuencas semiáridas pertenecientes al entorno mediterráneo, en donde los caudales registrados durante la recesión son mínimos, estas influencias externas pueden ser muy importantes por lo que su análisis puede ayudar en la comprensión del funcionamiento de la relación río-acuífero.

3.6.1.1 Selección de curvas de recesión

La elección del periodo de estudio de estas curvas de recesión es muy importante ya que si efectuamos el estudio a partir de caudales superficiales, es muy importante que éstos sean proporcionales y se correspondan con las descargas de los volúmenes almacenados en cada acuífero por encima del punto de desagüe. En la mayoría de los estudios, el periodo de análisis de la curva de recesión se realiza en los meses de estiaje con el fin de evitar las interacciones de cualquier entrada en el sistema (eventos, fusión nival...).

Generalmente, según la calidad de los datos disponibles, el sistema hidrológico estudiado y el clima predominante, estos estudios se han enfocado desde perspectivas temporales claramente diferenciadas:

Por un lado, el estudio de recesión puede centrarse en aquellos periodos largos y continuos de tiempo donde las entradas al sistema son nulas o mínimas, como el **periodo estival**, valorando la relación almacenamiento-descarga del sistema de manera continuada con la seguridad de que los caudales proceden totalmente del sistema subterráneo (Tallaksen, 1995; Wittenberg, 1999; Chapman, 2003).

Este análisis a largo plazo, pretende estudiar los cambios en la dinámica diaria del almacenamiento a escala de cuenca en una zona particular de características hidrogeológicas homogéneas. Para ello es necesaria la estimación del periodo en el que las aportaciones al sistema puedan considerarse nulas o despreciables, lo que significa que se han de tener en cuenta las variables hidrológicas influyentes en la recarga de la zona de estudio. De esta manera, al situarnos en el entorno mediterráneo, queda claro que este periodo se correspondería con el periodo estival ya que las condiciones de recarga son prácticamente nulas. No obstante episodios puntuales de eventos de verano típicos en entorno mediterráneo así como la posible existencia de procesos de fusión de nieve han de ser evaluados con el fin de sacar conclusiones correctas en el estudio de recesión estival. En este caso para la selección de curvas de recesión bastará con la elección del periodo estival asociado al sistema estudiado y un posterior análisis y corrección o eliminación de las recesiones seleccionadas.

Por otro lado, en cuencas poco monitorizadas, con series cortas de caudal y en donde no existe un periodo seco suficientemente largo, se pueden utilizar fragmentos de recesión teniendo en cuenta la procesos de escala temporal más corta, como escorrentía superficial, episodios de fusión de nieve, o evapotranspiración con el fin de verificar que su influencia no sea significativa y no “enmascaran” la procedencia del flujo subterráneo (Lamb y Beven, 1997; Fenicia *et al.*, 2006). Para el empleo de esta metodología es necesario establecer relaciones entre los fragmentos seleccionados mediante el uso de la denominada Curva de Recesión Maestra (CRM), que resume las características medias del sistema subterráneo (Tallaksen, 1995; Hammond, 2006). Además, cuando se tienen en cuenta

diferentes procedimientos en las relaciones entre fragmentos para generar la CRM, es posible identificar diferencias en la respuesta de estos aportes subsuperficiales.

Por lo tanto, en el estudio de fragmentos de recesión, a diferencia del estudio en periodo estival en donde el periodo de tiempo de estudio se seleccionaba antes de la selección de recesiones, se han de tener en cuenta los diferentes procesos que pudieran “enmascarar” la procedencia del flujo subterráneo para la recesión estudiada. En el proceso de corrección es necesario detectar la existencia de eventos con anterioridad a la recesión a partir de la serie de datos de precipitación con el fin de corregir tan solo aquellos fragmentos de recesión que se encuentran afectados por la ocurrencia de un evento. Una vez confirmada la existencia de evento con anterioridad a la recesión se ha de proceder a la corrección de caudales superficiales o laterales que ésta pudiera contener. Para ello se ha de tener en cuenta el tiempo transcurrido desde el inicio de la recesión, es decir, el pico del hidrograma, y el número de días durante los cuales el descenso se debe en gran parte a escorrentía superficial. La determinación de este tiempo puede ser estimada a partir de la empírica propuesta por Linsley (Linsley *et al.*, 1982) que se ha descrito en el apartado anterior (EC. 3.6-1). Por lo tanto, una manera de eliminar la parte correspondiente a escorrentía superficial en las recesiones post-eventos se puede basar en la eliminación de este número de días contados a partir del pico del hidrograma.

Por otro lado, la recesión puede proceder de caudales superficiales sí, con anterioridad, se produce un periodo de fusión lo suficientemente importante como para generar escorrentía directa. El estudio de caudales diarios formados principalmente por escorrentía procedente de fusión de nieve es muy útil en los estudios de la relación almacenamiento de nieve–descarga siendo estos más suaves tanto en los ascensos como en los descensos que los producidos por escorrentía directa procedente de la lluvia (Singh *et al.*, 2000). Por lo tanto, la única corrección posible en estos casos es la eliminación de la curva de recesión que represente principalmente procesos de fusión.

Por último, en el proceso de selección y corrección de los fragmentos de recesión han de considerarse los efectos de la evapotranspiración coincidente con el periodo de recesión seleccionado ya que como se ha señalado el efecto que ésta produce en la recesión puede ser determinante. Si la evapotranspiración es muy intensa en este periodo, la recesión debería ser desestimada.

3.6.1.2 Curva de Recesión Maestra

Cuando el estudio de recesión parte de fragmentos obtenidos a partir de la serie de caudales, se hace necesario el empleo de una metodología que resuma o integre todos los fragmentos en una sola curva que represente las características medias del almacenamiento subterráneo.

La Curva de Recesión Maestra de un sistema hidrológico representa el resumen de todos los fragmentos de recesión cuando no existe recarga. Se forma a partir de metodologías que relacionan los numerosos fragmentos de recesión entre sí de manera que pueda obtenerse una envolvente principal que configure la CRM.

Para su generación se parte de diferentes algoritmos que establecen las relaciones entre los fragmentos de recesión, en un proceso denominado “concatenación” (Snyder, 1939; Toebes y Strang, 1964; Nathan y McMahon, 1990; Lamb y Beven, 1997). Una vez obtenidos los diferentes segmentos de recesión el siguiente paso es la ordenación de éstos para formar la Curva de Recesión Maestra. Este proceso puede denominarse como “concatenación automática de curvas” ya que la CRM ha de estar formada por la unión de recesiones individuales agrupadas en un eje común en función del tiempo, resultando una curva sintética continua (Lamb y Beven, 1997).

En primer lugar, el algoritmo de concatenación (Figura 18), ordena las curvas de recesión en orden ascendente partiendo del menor valor de caudal de los fragmentos. Posteriormente comienza el procedimiento que relaciona los diferentes fragmentos. Para ello, las curvas de recesión se

consideran en parejas, quedando relacionadas con el fragmento inmediatamente superior en un punto del tiempo de igual caudal. De esta manera, los valores de caudal de la menor curva de cada par, son escaneados hacia arriba ocurriendo la concatenación cuando el caudal en la curva menor se encuentra lo más cerca posible de la descarga en la siguiente recesión.

Una vez configurada la curva de concatenación se procede a su ajuste según un modelo lineal o no lineal y la determinación de los principales parámetros que definen cada modelo.

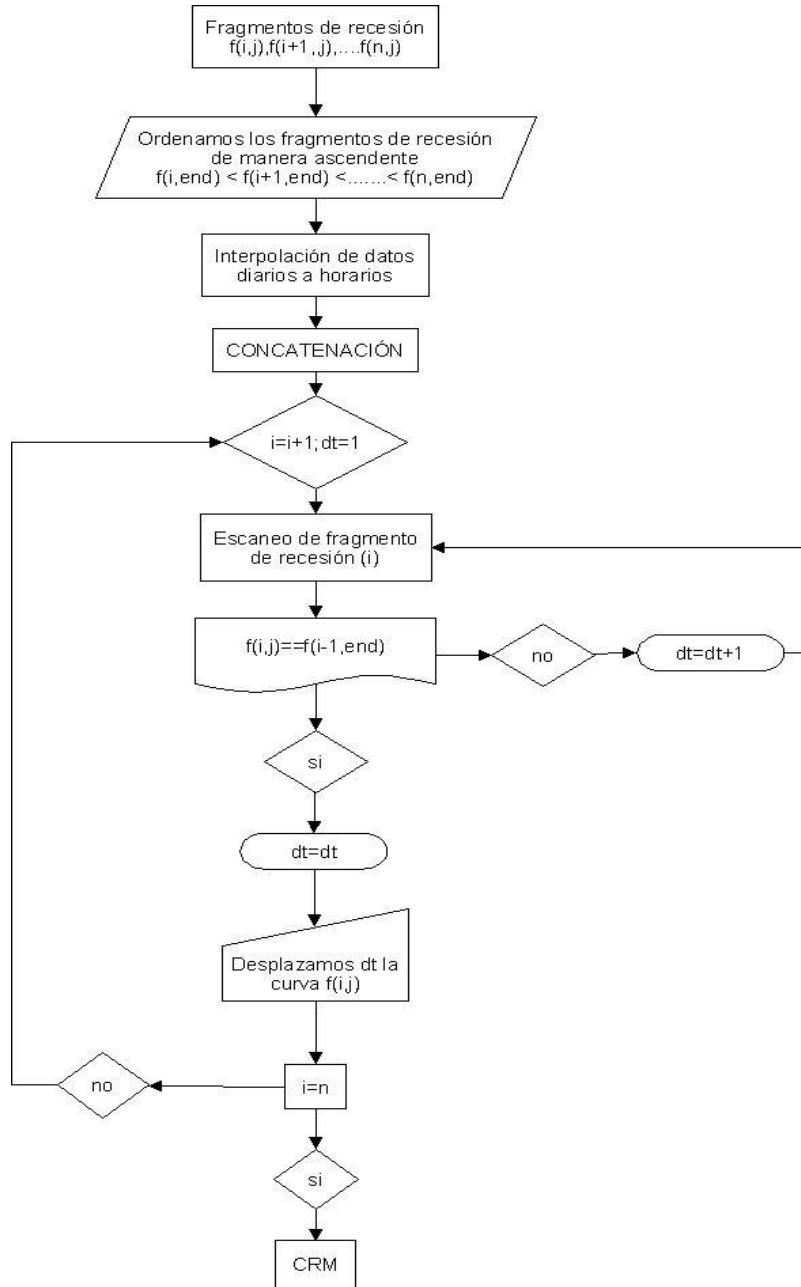


Figura 18; Algoritmo de concatenación ascendente propuesto en este estudio.

La principal ventaja de la concatenación de manera ascendente, es que al relacionarse las diferentes curvas de recesión desde el tramo final, a partir del mínimo caudal de descarga, se tienden a excluir los efectos de los eventos en la CRM (Lamb y Beven, 1997), de manera que la CRM resultante puede ser identificada con el flujo lento procedente del almacenamiento subterráneo del sistema. Para el caso de las curvas de recesión en periodo estival, no es posible este tipo de análisis ya que en la mayoría de los casos los caudales terminan en cero por lo que la concatenación ascendente de

estas curvas no se realiza correctamente. Además, la concatenación ascendente es más sensible a excluir los efectos de la evapotranspiración.

Un método alternativo al procedimiento de concatenación ascendente podría ser trabajar desde las mayores hacia las menores descargas, es decir, de manera descendente. Esta aproximación hace que la curva maestra sea muy sensible a la inclusión de periodos de recesión correspondiente a escorrentía superficial (Boughton, 1995). Sin embargo, en el caso de partir de datos ya separados del periodo correspondiente a la escorrentía superficial, el estudio descendente permitiría valorar las recesiones que, perteneciendo a la descarga subterránea, presentan un flujo más rápido debido a los procesos anteriormente descritos.

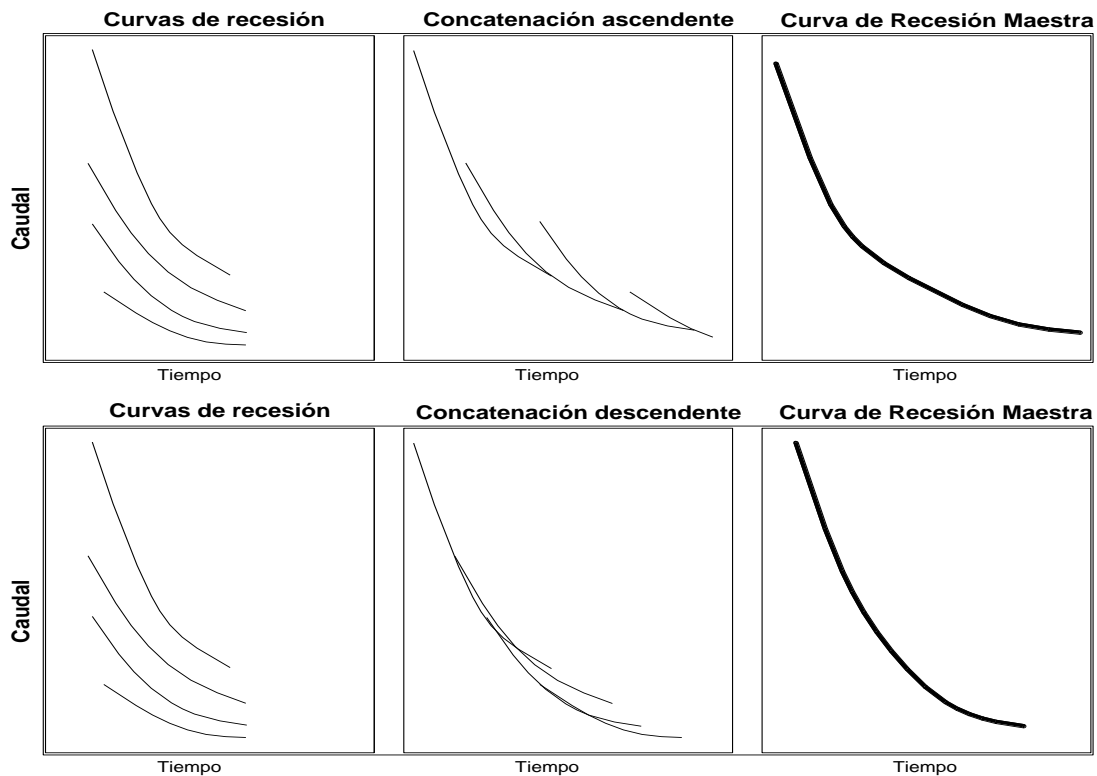


Figura 19; Diferentes metodologías de concatenación en función de la relación entre los fragmentos.

3.6.1.3 Estimación de parámetros de recesión

Una vez obtenidas las recesiones, a partir de los datos de la serie histórica de caudales, se procede al ajuste de la misma con el fin de determinar los parámetros que definen el comportamiento de la descarga. Tanto si se trata de un estudio de recesión estival como de un estudio de fragmentos de recesión, las metodologías de estudio se basan principalmente en dos líneas; el ajuste individual de cada una de las curvas de recesión para, posteriormente calcular un valor medio que represente el sistema estudiado o, por el contrario, la construcción de una curva media, es decir, una CRM, a partir de la cual se obtenga el ajuste que permita obtener los parámetros característicos.

Tal y como se muestra en la Figura 20, asumiendo que se parte de un número n de recesiones, tanto la constante de recesión característica k , suponiendo que se trata de un sistema lineal, como las constantes b y a , de un sistema no lineal, pueden ser obtenidas a partir de una CRM como del estudio individual de cada segmento. En este último caso, se puede obtener un valor medio para representar las características medias de la cuenca estudiada (Tallaksen, 1995).

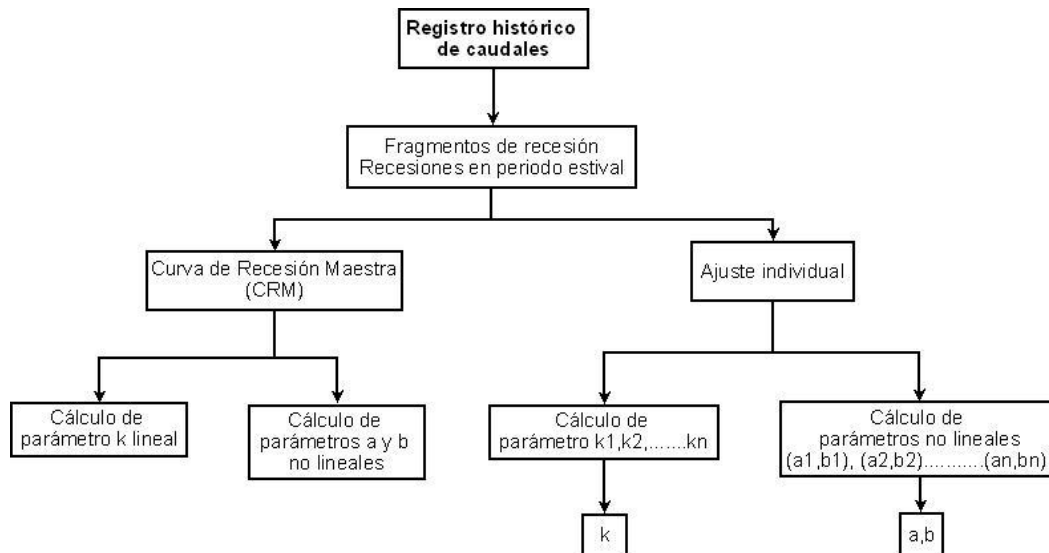


Figura 20; Metodología en el proceso de ajuste y determinación de parámetros en las curvas de recesión (Tallaksen, 1995).

A continuación se exponen diferentes metodologías para el ajuste de parámetros.

3.6.1.3.1 Comportamiento lineal

La relación de caudales drenados desde un acuífero de ancho finito hacia un río que se encuentra completamente en contacto con el acuífero sigue un decaimiento exponencial (Cooper y Rorabaugh, 1963).

$$Q = Q_0 e^{-kt}$$

Esta expresión parte de la condición de linealidad $S = kQ$ y de la ecuación de continuidad. El parámetro k , denominado comúnmente coeficiente de recesión o de almacenamiento, depende de la transmisividad de los materiales acuíferos T , del almacenamiento específico S_s , de las dimensiones del acuífero y de la dificultad de drenaje (Estrela, 1993). Cooper y Rorabaugh, (1963), proponen la relación:

$$k = \frac{\pi^2 T}{4 S_s L^2} \tag{E. 3.6-2}$$

En donde k es el coeficiente de almacenamiento (T^{-1}), T representa la transmisividad de los materiales acuíferos (L/T), S_s , el coeficiente de almacenamiento específico (L^{-1}) y L es la distancia media del acuífero hacia el cauce (L). Esta relación implica que, en teoría, los aportes hacia el cauce son mayores al aumentar la difusividad del acuífero (T/S) y menores cuanto mayor sea la anchura del acuífero (L).

Sin embargo, en aplicaciones prácticas, no se cuenta con los datos de transmisividad, de coeficiente de almacenamiento y el ancho del acuífero hasta el cauce no resulta tan evidente a escala regional. Por lo tanto, el coeficiente de almacenamiento se estima a partir de las curvas de recesión de caudal base como se ha explicado anteriormente.

Una metodología muy utilizada consiste en representar los caudales en escala semilogarítmica, $\log(Q/Q_0)$, con respecto al tiempo t , aproximándose las curvas de recesión a líneas rectas con pendiente k .

Otra manera de cálculo consiste en ajustar las curvas de recesión obteniendo los parámetros definidos por una ecuación de ajuste dada. Existen diferentes métodos de ajuste siendo más

extendido el método de mínimos cuadrados. En este método, la función objetivo es la suma de la diferencia entre los datos de caudal base observados y los simulados por diferentes parámetros al cuadrado.

$$S(\theta) = \min_{\theta} \sum_{m=1}^N \sum_{i=1}^{L(m)} [Q_{obs,m,i} - Q_{b,m,i}]^2 \quad (E. 3.6-3)$$

En donde m es el número de curvas de recesión $m = 1, \dots, N$; N es el número total de curvas de recesión optimizadas y $L(m)$ es el número total de días que componen cada recesión. θ es el vector de parámetros a ser optimizado. $Q_{obs,m,i}$ y $Q_{b,m,i}$ son los caudales observados y simulados para cada combinación de parámetros del vector θ . Con esta formulación se asume que el error ε_i tiene de media cero y varianza constante para

$$\varepsilon_i = Q_{obs,i,m} - Q_{b,i,m}$$

Por otra parte, Vogel y Kroll (1992) desarrollaron una ecuación de regresión formulando en primer lugar un modelo conceptual para flujo lento a partir de la ecuación de continuidad para la relación lineal mostrada en el apartado anterior. Llamando $K_{vk} = e^{1/k}$, tenemos la expresión:

$$Q = -S \ln(K_{vk})$$

Si derivamos esta expresión con respecto al tiempo, teniendo en cuenta la ecuación de continuidad para un sistema en el que no se tienen en cuenta las entradas, $dS/dt = -Q$, tenemos:

$$\frac{dQ}{dt} = -\ln(K_{vk}) Q e^{\varepsilon_t}$$

En donde ε_t representa los errores normalmente distribuidos de media cero y varianza constante. Estos autores aplicaron esta ecuación para los flujos de recesión observados tomando logaritmos, obteniendo la expresión:

$$\ln\left(-\frac{dQ}{dt}\right) = \ln[-\ln(K_{vk})] + \ln(Q) + \varepsilon_t$$

Usando la aproximación numérica similar a la propuesta por Brutsaert y Nieber (1977) $dQ/dt \approx Q_t - Q_{t-1}$ y $Q \approx (Q_t + Q_{t-1})/2$ y para el cálculo del parámetro K_{vk} en un sistema lineal.

$$K_{VK} = \exp\left\{-\exp\left[\frac{1}{m} \sum_{t=1}^m \left\{\ln(Q_{t-1} - Q_t) - \ln\left[\frac{1}{2}(Q_{t-1} + Q_t)\right]\right\}\right]\right\} \quad (E. 3.6-4)$$

Donde m es el número total de pares consecutivos en la serie de recesión Q_t y Q_{t-1} . El parámetro K_{VK} es obtenido en esta metodología para cada curva de recesión obteniendo el valor de $k = 1/\ln(K_{VK})$.

Un valor bajo de k (días) supone un drenaje rápido y un almacenamiento pequeño en el acuífero, lo que podría relacionarse con acuíferos carbonatados con alto nivel de karstificación o con materiales con nivel de fracturación muy desarrollado con poca capacidad de almacenamiento. Del mismo modo, los acuíferos situados en zonal aluviales o zonas llanas suelen tener coeficientes más elevados (hasta 500 días); en estos casos, el drenaje es muy lento tratándose de acuíferos con más inercia. Para ríos con caudales bajos este coeficiente suele estar dentro del rango de 7-21 días, mientras que para la descarga de ríos con mayor caudal y con un almacenamiento más estable esta constante puede superar los 120 días (Smakhtin, 2001).

3.6.1.3.2 Comportamiento no lineal

A partir del estudio de recesión correspondiente a 80 estaciones en Alemania, Wittenberg en 1999 estableció que el valor medio de el parámetro b era de $b = 0.5$ o lo que es lo mismo, la descarga es igual al cuadrado del almacenamiento. Esta aproximación coincide con aproximaciones teóricas para acuíferos no confinados por otros autores (Werner y Sundquist, 1951; Schoeller, 1962; Chapman, en 1997 estima valores entre 0,3 y 0,4 para el parámetro b para ríos situados en el este de Australia. Wittenberg (1994) acota este valor en 0,4 como media del parámetro b para recesiones en ríos de Alemania y China.

Esta relación empírica encuentra una relación física en la descarga de acuíferos no confinados en términos de convergencia entre el nivel piezométrico del sistema subterráneo y el nivel de descarga en el río, existiendo un flujo no estacionario teniendo en cuenta la ley de Darcy en un medio isotrópico y de conductividad hidráulica saturada K (m/s). Sin embargo, el rango de valores correspondiente al parámetro b ha sido muy discutido por muchos autores. En la mayoría de los estudios, este valor se evalúa entre 0-1 aunque existe la posibilidad de que el valor sea mayor que 1 (Hammond, 2006). En este caso, la recesión es muy poco cóncava más bien lineal y puede estar influenciada por efectos de recarga no deseables. Por otro lado, valores mayores a 0.5 y cercanos a 1 indicarían efectos relacionados con una importante retención en el río, la existencia de un flujo subsuperficial turbulento o la contribución de un acuífero confinado (Wittenberg, 1999).

Una vez acotado el valor correspondiente al parámetro b , el parámetro k_1 (correspondiente a un b fijo) puede utilizarse como indicador de los diferentes procesos que actúan durante el periodo de recesión. Las pérdidas del sistema hidrogeológico, producidas por ejemplo por la evapotranspiración pueden tener un efecto muy significativo en el parámetro, k_1 disminuyendo considerablemente su valor por lo que este factor representará la verdadera relación de almacenamiento–descarga del acuífero (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

Para el ajuste de los parámetros correspondientes al modelo no lineal, Wittenberg (1994) propone el empleo del método de mínimos cuadrados. Variando sistemáticamente el valor del parámetro b , el valor del parámetro se calcula para cada iteración asegurando que el volumen obtenido durante el periodo de tiempo considerado es igual al de la curva de recesión estudiada, cumpliendo la relación:

$$k_1 = \frac{\sum(Q_{i-1} + Q_i)\Delta t}{2 \sum(Q_{i-1}^b + Q_i^b)\Delta t} \quad (\text{E. 3.6-5})$$

Donde Q_i es la descarga en el tiempo i de una recesión observada.

3.6.2 Otros estudios indirectos

3.6.2.1 Estudio de caudales diferenciales

En algunos casos, y de manera combinada al estudio de recesión de caudales, la información que aportan los registros de caudales a partir de las diferentes estaciones de aforo agrupan formaciones acuíferas de diferente naturaleza en cuanto a la relación almacenamiento descarga. De esta manera, el estudio de recesión en estas zonas daría como resultado unos valores medios considerando el sistema en su conjunto y mezclando comportamientos diferenciados. En ocasiones interesa saber y discernir entre estos tipos de comportamiento tan diferenciado, por lo que es necesario el empleo de técnicas en zonas concretas que permitan caracterizar estos sistemas por separado. Cuando estos sistemas no cuentan con una red de drenaje propia en la que poder situar estaciones de aforo que independicen cada zona acuífera o las aportaciones de una de ellas se realiza de forma subterránea en el subálveo del río, es preciso recurrir al estudio de caudales diferenciales.

Estos estudios, en tramos de ríos en donde se conoce la existencia de aportaciones subterráneas de un determinado acuífero, aportan una información muy similar al estudio de recesión de caudales cuando se realizan de manera continuada.

El principal inconveniente radica en el coste de estas técnicas ya que se han de contar con dos estaciones de aforo situados antes y después del punto en donde se realiza la aportación subterránea. Además los sistemas de medida empleados han de ser de gran precisión teniendo en cuenta que en muchas ocasiones el ritmo de aportación subterránea es muy bajo.

3.6.2.2 Estudio con trazadores

El estudio del flujo subterráneo mediante la utilización de técnicas de trazadores, ha demostrado ser una herramienta muy útil en la comprensión de procesos de flujo subsuperficial. La combinación de estas técnicas con estudios físicos, pueden caracterizar los recursos subterráneos disponibles, tiempos de residencia y las trayectorias del flujo subsuperficial en pequeñas cuencas (McDonnell, 2000).

Algunos trabajos realizan un estudio detallado mediante técnicas de estudios químicos y el empleo de trazadores de isótopos con el fin de caracterizar las aportaciones en forma de caudal base y separar su componente en los registros de caudales.

Las trayectorias generalmente suelen presentar unas respuestas isotópicas, hidrológicas e hidrogeoquímicas similares por lo que la utilización de estas tres técnicas de manera conjunta puede garantizar la obtención de resultados más fiables (Bonell, 1993). De esta manera, los datos hidrométricos pueden definir el tiempo de respuesta hidrológica, mientras que los datos isotópicos pueden determinar la contribución relativa del almacenamiento subterráneo en diferentes localizaciones de la cuenca (Bonell *et al.*, 1998) proporcionando un modelo perceptual de la respuesta hidrológica subsuperficial (Ambroise *et al.*, 1996).

Para el estudio del tiempo de residencia del agua subterránea, lo más usual es recurrir al estudio mediante técnicas de trazadores que, a través de modelos matemáticos, relacionan el caudal base medido con datos isotópicos o químicos (Vitvar *et al.*, 1999).

En estos estudios, los trazadores empleados pueden ser de naturaleza muy diversa pudiendo utilizar iones que comúnmente pueden estar presentes en las aguas subterráneas (Br-, Cl-), isótopos medioambientales como ^2H , ^3H , ^{18}O , contaminantes que entran en el sistema subterráneo o diferentes productos químicos añadidos artificialmente, como por ejemplo radioisótopos, como parte de un experimento. El interés en estos iones radica en que no reaccionan ante los diferentes iones presentes en el medio poroso subterráneo. Por lo que son considerados “trazadores ideales” (Domenico, P.A. y Schwartz, F.W., 1998).

Las limitaciones fundamentales de estos métodos están relacionadas con la escala espacial reducida de trabajo debido a los largos periodos de tiempo requeridos para la dispersión y propagación de los trazadores en el medio subterráneo. Por este motivo solo son aplicables a cuencas pequeñas, como por ejemplo una fracción de kilómetro o un poco mayores tratándose de sistemas kársticos desarrollados. Además son engorrosos y caros y dependen de datos que raramente están disponibles (Vitvar *et al.*, 2002).

3.6.2.3 Técnicas con sensores remotos

La interpretación de imágenes de teledetección se ha utilizado habitualmente en el estudio y caracterización de la cartografía hidrogeológica de ciertas características relacionadas con materiales concretos la mayor parte materiales volcánicos, algunos materiales calcáreos y cristalinos (Meijerink, 1996).

El desarrollo reciente de sensores remotos ha proporcionado nuevas perspectivas de estudio y nuevas fuentes de datos distribuidos espacialmente sobre todo en lo que respecta a sistemas superficiales. Sin embargo, el uso de técnicas que vinculan diferentes procesos de manera indirecta con el almacenamiento de agua en los acuíferos son cada vez más utilizadas.

3.7 Estudio de recesión en la cueca del río Guadalfeo

En este apartado se realiza una primera valoración de la relación entre almacenamiento y descarga de algunas zonas de la cuenca. Como se ha descrito, para establecer relaciones que se vinculen con las características de los materiales, es necesario que este estudio se realice a partir de datos de caudales relacionados con zonas homogéneas.

En una primera aproximación, se han considerado tres estaciones de aforo existentes en la cuenca que se relacionan con zonas acuíferas homogéneas por lo que los resultados del estudio entre almacenamiento y descarga podrían extrapolarse a otras zonas de características similares (Figura 21).

Para este estudio se ha contado además con los resultados correspondientes a las variables meteorológicas interpoladas por el modelo WiM-Med para el periodo 1969-2004 así como los resultados de fusión de nieve y evapotranspiración del suelo. Estos datos son necesarios para la aplicación de la metodología propuesta para el estudio de curvas de recesión, tanto para la identificación del periodo libre de recarga en el análisis de recesión estival como para la eliminación de recesiones influenciadas tanto por recargas de fusión como por extracciones de evapotranspiración.

En la Figura 22 se pueden observar los resultados medios de precipitación correspondientes a este análisis para las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Lanjarón. Se puede observar que, de manera general, en las tres estaciones el periodo de aportaciones menores a un milímetro comienza después de la segunda quincena de mayo (20 de mayo) terminando la segunda quincena de septiembre (20 de septiembre), por lo que el periodo estival en función de la precipitación aportada se le podría asignar una duración de 4 meses entre estas dos fechas.

De la misma manera, en la Figura 23, se muestran los resultados medios simulados correspondientes a la fusión de nieve pudiéndose acotar el periodo de fusión de nieve que finaliza a finales del mes de mayo y comienza a principios del mes de octubre para cada una de las subcuencas estudiadas.

En la Figura 24 se exponen los valores medios anuales de la evapotranspiración potencial en las tres estaciones estudiadas. Los máximos se corresponden con el periodo estival, por lo que el análisis de recesiones en este periodo, obliga a cotejar la influencia de ésta en las recesiones. En el análisis de fragmentos de recesión, sin embargo, las recesiones que se consideren demasiado influenciadas por la evapotranspiración pueden ser eliminadas.

El análisis de los resultados medios permite por tanto, una primera valoración para la selección del periodo estival y de las influencias externas sobre las recesiones. No obstante, los resultados completos son requeridos en el análisis particular de las recesiones ya sean fragmentos de recesión o recesiones en periodo estival.

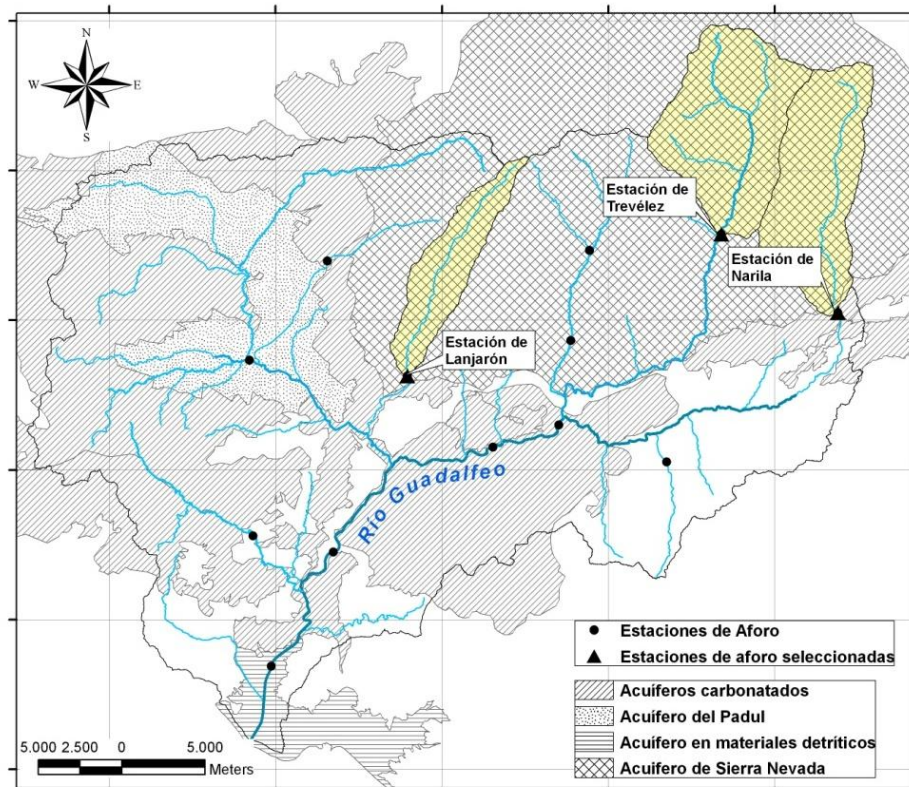


Figura 21; Localización de las subcuencas seleccionadas, estaciones de aforo y distribución de unidades hidrogeológicas.

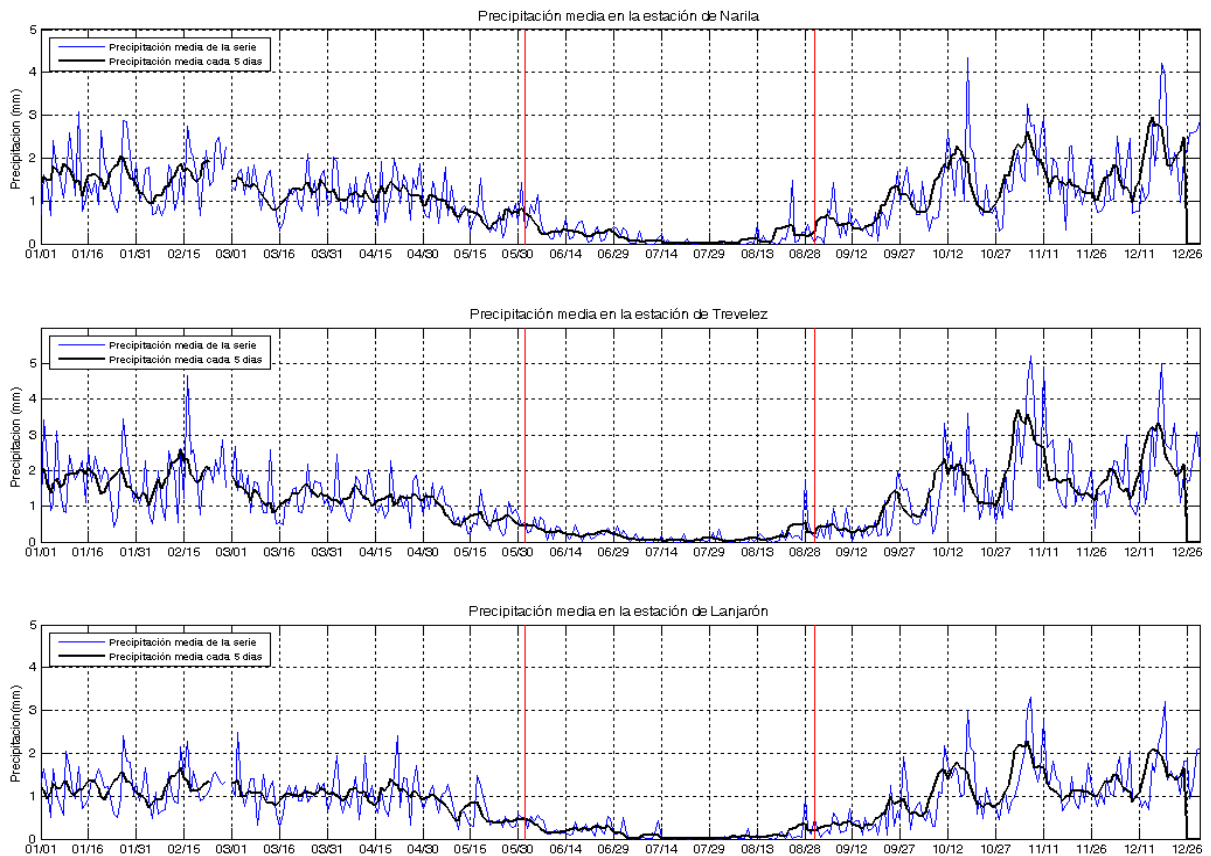


Figura 22; Evolución de la precipitación media anual en las subcuencas estudiadas.

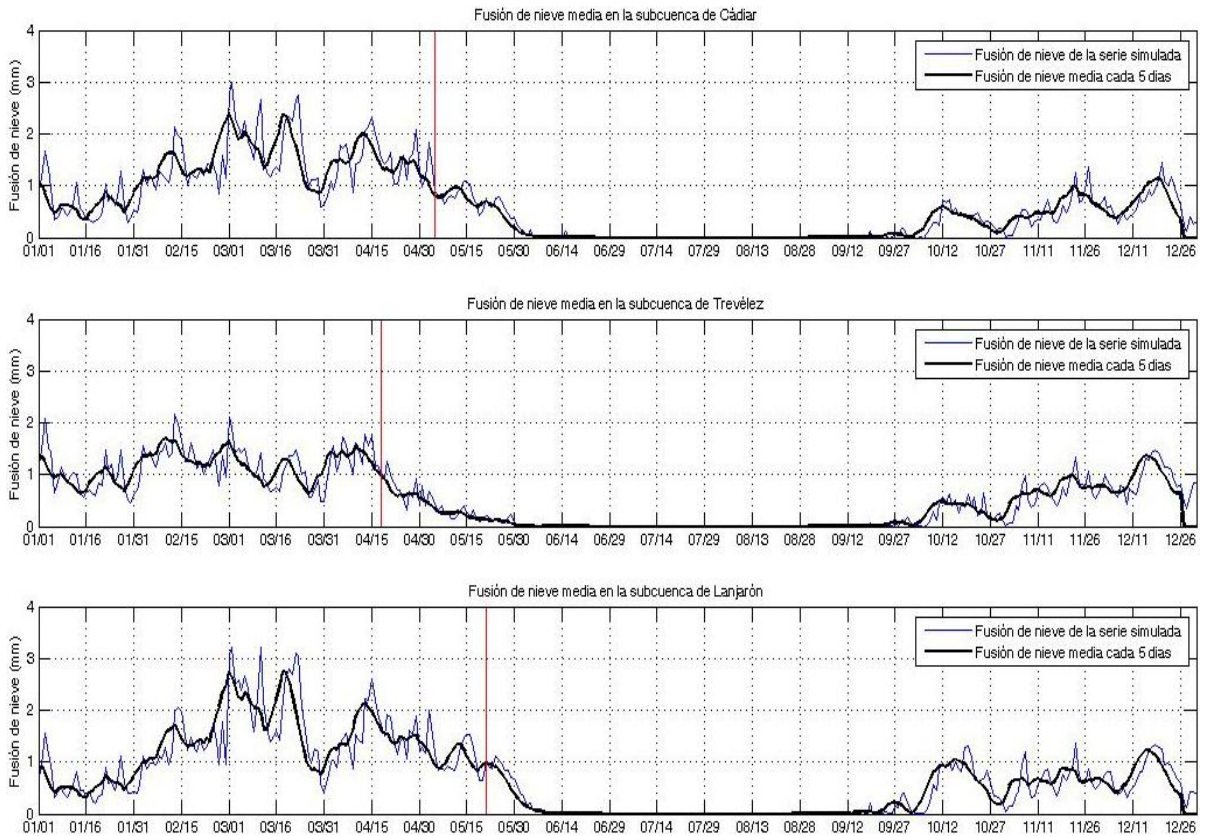


Figura 23; Evolución de la fusión de nieve anual en cada una de las subcuencas estudiadas.

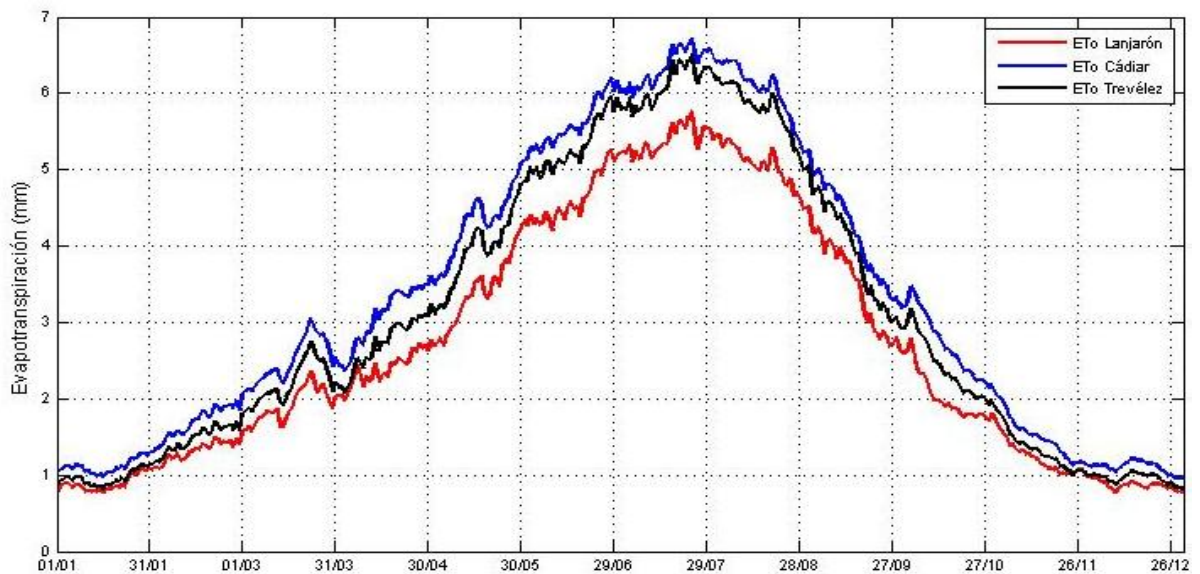


Figura 24; Evolución de la evapotranspiración potencial media en cada una de las subcuencas estudiadas.

3.7.1 Datos de caudales disponibles

La fuente de información de caudales ha sido la Cuenca Mediterránea Andaluza. Existen 8 estaciones de aforo disponibles en la cuenca; Narila, Central H. Pampaneira, Lanjarón, Restábal, Órgiva, Trevélez, Presa Melegís y Poqueira.

Para el este estudio serán relevantes aquellas estaciones que incluyan subcuencas propias de los materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada, es decir, las estaciones de Narila, Trevélez, Lanjarón y Poqueira. Ésta última ha tenido que ser desechada por dejar de estar en funcionamiento y carecer de datos suficientes. Hay que mencionar que durante este estudio, se procedió a la instalación de una nueva estación de aforo localizado en la Estación del Duque con el fin de caracterizar la subcuenca de Poqueira, que comenzó a registrar datos a partir de noviembre de 2005. Desafortunadamente esta estación fue sabotada quedando completamente inutilizada. Los datos registrados no son suficientes como para incorporarlos en este estudio.

Los datos de caudales disponibles en cada una de las estaciones se componen en general de caudales medios diarios. En la Tabla 5 se resumen la extensión de cada una de las series de datos de caudales medios diarios analizadas, los datos faltantes y el porcentaje de días con observación. Cada valor dado de caudal es el caudal medio que ha ocurrido en cada estación de aforo entre las 0 y las 24 horas del día indicado. Esta información sirve para calcular también el volumen de agua que ha atravesado la sección de control.

Tabla 5; Registros de caudales en las diferentes estaciones consideradas en el proceso de calibración y validación.

Datos de aforo							
Estación	Altitud (msnm)	Serie Completa			Datos faltantes		
		Desde	Hasta	Días	Desde	Hasta	Días con observación (%)
Narila	975				22/02/46	27/02/46	
		01/10/43	30/09/53	3653	05/03/50	09/03/50	99,6
					01/04/50	04/04/50	
		01/10/69	30/09/74	1826			100
		01/10/74	30/09/75	365			100
		01/10/75	20/09/02	9314			100
Trevélez	1460	07/12/95	30/09/05	3408	11/11/00	07/05/01	92,9
Lanjarón	680	01/10/88	30/09/05	6209			
Órgiva		27/05/89	31/01/90	250			100
		01/10/90	31/03/97	2374			100
		01/10/99	30/09/2005	2192			100

Las series de datos de la estación de Narila es la serie más larga con más de 38 años de datos. Con tal información es posible abordar estudios estadísticos relativamente fiables de aportaciones y de frecuencia y duración de ciclos húmedos y secos. La serie de Lanjarón es de menor longitud, 17 años. La serie de Trevélez es más reciente, tienen unos 10 años.

La estación de aforos de Narila se encuentra en la parte alta del río Guadalfeo, también llamado Cádiar, aguas arriba de la población de Narila. La sección de control de la estación consta de 4 vanos, uno más bajo por donde circulan las aguas bajas, de aproximadamente 1 m de ancho y otros 3, de unos 3 m de ancho cada uno. Esta sección tiene la particularidad de que el umbral de la sección de aguas bajas está 50 cm por debajo del umbral de la sección del vano contiguo, el umbral

de ésta se encuentra a su vez unos 10-15 cm por debajo del umbral del siguiente y así sucesivamente. Esta estación consta de una caseta para el alojamiento de la instrumentación de medida que en este caso es un limnógrafo de tambor con contrapeso.

La estación de aforos de Trevélez se encuentra en el puente de la carretera principal que cruza el río del mismo nombre. La sección de aguas bajas es rectangular, de unos 2 m de ancho y su umbral se encuentra unos 50 cm por debajo del resto de la sección. La instrumentación de esta estación está compuesta de un transductor de presiones y un datalogger, que se encuentran alojados en una caja a la que se accede desde el puente.

La estación de aforos de Lanjarón se encuentra sobre el río del mismo nombre a 300 m aguas arriba del puente de la carretera principal que atraviesa dicha población. La sección de control se encuentra perfectamente regularizada, compuesta por una sección de aguas bajas rectangular de 1 m de ancho y cuyo umbral está situado a 50 cm por debajo del resto de la sección, que también es rectangular. La sección posee una regla limnimétrica de 3 m de altura y consta de una pasarela para efectuar medidas de caudal con molinete. La instrumentación de medida está compuesta por un limnógrafo de tambor, alojado en una caseta de obra de amplias dimensiones.

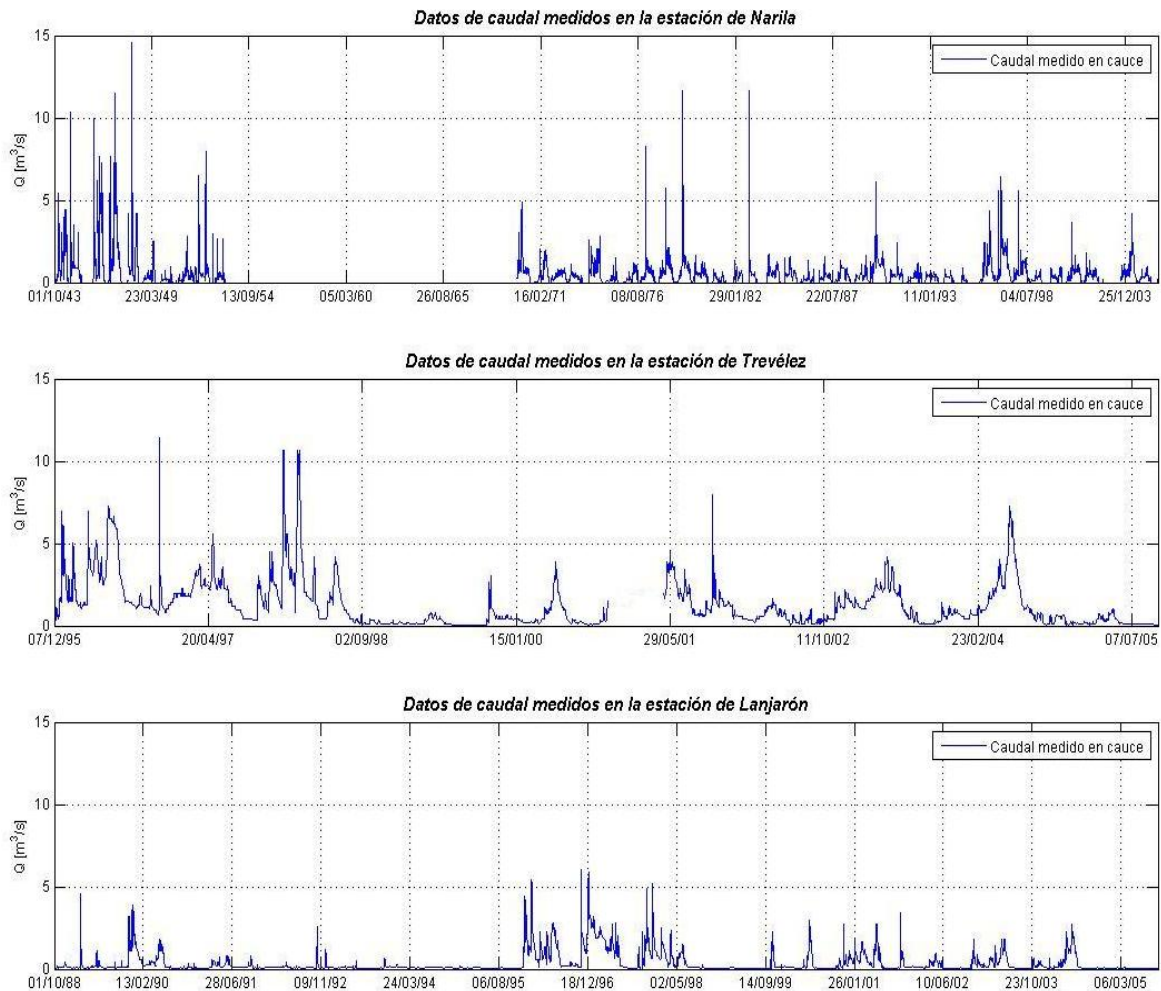


Figura 25; Datos de caudales disponibles como partida para la selección de recesiones.

3.7.1.1 Limitaciones del registro de caudales

El estudio de la relación entre almacenamiento y descarga a través de caudales superficiales requiere que estos caudales representen correctamente la relación entre estos dos sistemas. Se ha de tener en cuenta que los caudales analizados relacionados con el caudal base son generalmente bajos lo que

aumenta la sensibilidad de los registros a tener errores y los hace más vulnerables a las interferencias existentes en el sistema (acequias, riegos, vertidos, ...). Por lo tanto, es necesario considerar los errores relacionados con los aparatos de medida de caudales así como las extracciones realizadas aguas arriba, ya que pueden alterar la relación de agotamiento o recesión que caracteriza el sistema subterráneo.

En la zona de estudio, estas limitaciones son importantes debido al bajo caudal registrado y las limitaciones existentes en los puntos de aforo que contienen errores de manipulación que se traducen en periodos de caudal constante y en ausencia de medida. Estos errores de medida que se traducen en comportamientos anómalos de los registros han de ser detectados y corregidos.

Las extracciones de caudal realizadas aguas arriba de las estaciones de aforo, han sido analizadas a partir de diferentes estudios realizados en la zona. Este análisis se encuentra detallado en el Anejo 4 de este documento. Aunque las extracciones pueden llegar a ser importantes, en el estudio de recesión realizado, puede partirse del supuesto de ritmo de extracción proporcional al caudal existente y constante durante el receso, por lo que no se altera la relación existente entre almacenamiento y descarga.

En el caso de existir una extracción constante, tal y como se aprecia en la Figura 27, la relación entre almacenamiento y descarga sería no lineal.

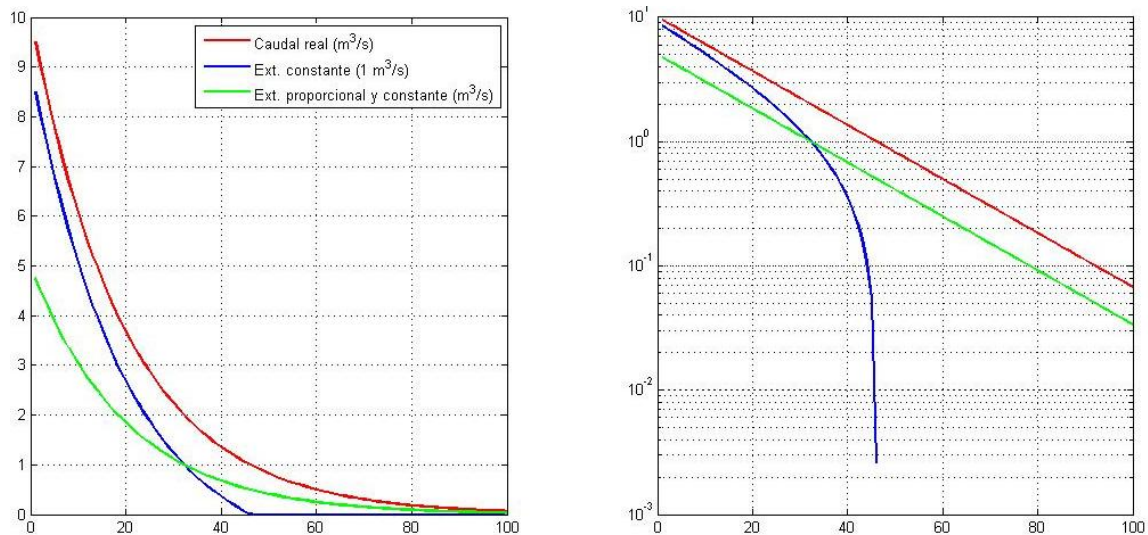


Figura 26; Diferencias en la consideración de extracción durante la descarga.

Teniendo en cuenta estas limitaciones tan importantes los resultados en el análisis de recesión han de interpretarse con cautela, siendo necesario la propuesta de trabajos futuros en zonas menos influenciadas y con datos más fiables que validen los resultados obtenidos.

3.7.2 Estudio de recesión estival

3.7.2.1 Metodología aplicada

Se expone en este apartado la metodología seguida donde se ha perseguido automatizar lo máximo posible el procedimiento de análisis de la recesión estival. En la Figura 27 se muestra el algoritmo de cálculo propuesto para el estudio de recesión en periodo estival, que se apoya en los resultados de evapotranspiración, fusión de nieve y precipitación aportada por un modelo hidrológico, en este caso el modelo WiM-Med.

El estudio parte de los datos siguientes:

- Datos de la serie histórica de caudales, registrados en las estaciones de aforo existentes.
- Variables meteorológicas (T^a , precipitación,...) registradas en las estaciones meteorológicas e interpoladas superficialmente por el modelo.
- Fusión de nieve y evapotranspiración simulada por el modelo durante la época de recesión.

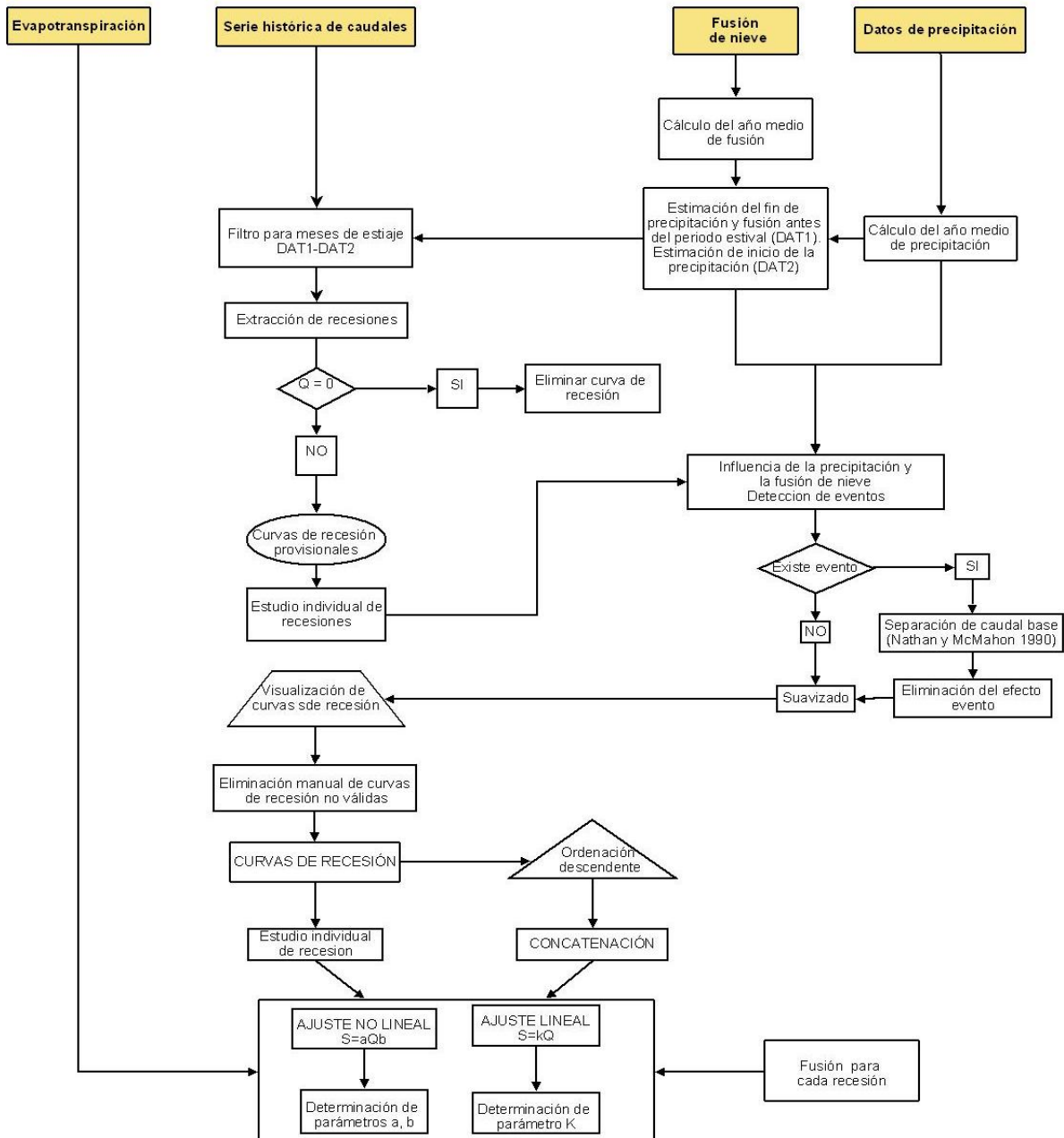


Figura 27; Algoritmo de cálculo propuesto para el análisis de curvas de recesión en periodo estival.

El cálculo de la fusión de nieve se obtiene a través de un modelo físico basado en un balance de masa y energía sobre la capa de nieve (Herrero, 2007) de este balance se obtiene la evaporación de la nieve y la fusión a escala horaria. La evaporación se calcula mediante el método de Penman a

escala horaria. En los periodos secos en los que no hay fusión de nieve ni evento la evaporación se calcula a escala diaria mediante la expresión de Hargreaves (Aguilar, 2006). Las diferentes consideraciones teóricas correspondientes a estos procesos simulados por el modelo WiM-Med, se encuentran de manera detallada en el Anejo 3.

A partir de estos datos de entrada, se realiza el estudio de las posibles entradas o recargas al sistema acuifero con el fin de acotar la duración del periodo estival, ya que la recarga del sistema se realiza fundamentalmente por infiltración procedente de la precipitación (lluvia efectiva) o por fusión de nieve. Para ello se realiza un estudio de todos los datos disponibles de precipitación, seleccionando las estaciones meteorológicas situadas en la zona de estudio que cuentan con registros continuos, a partir de los cuales se realiza una interpolación espacial con el fin de calcular la distribución de la precipitación en toda la cuenca (Herrero, 2007), y todos los datos simulados de fusión de nieve.

Este estudio previo permite determinar el periodo de duración estival para cada uno de los sistemas estudiados en donde la influencia de la recarga sea mínima, permitiendo acotar el intervalo de tiempo en la selección automática de recesos a partir de la serie histórica de caudales. A partir de este procedimiento, se asegura la correcta selección de curvas de recesión no influenciadas por eventos de precipitación ni por periodos de fusión. Una vez determinados los periodos de inicio y final de la recesión (DAT1 y DAT2), se extraen los caudales correspondientes a la serie de histórica, eliminando aquellas curvas en las que el caudal sea nulo. Obtenemos de esta manera una primera selección de curvas de recesión en periodo estival.

Sin embargo, puede ocurrir que los datos medios de precipitación muestren la existencia de eventos estivales que ocurren dentro del periodo seleccionado. Por lo tanto, una vez realizada la selección de curvas de recesión de manera automática, se deberá realizar un análisis visual y, en su caso, la corrección o desestimación del receso. Se ha de tener en cuenta que el intervalo calculado de selección proviene de datos medios correspondientes a un año tipo, por lo que siempre pueden existir eventos o periodos de fusión dentro del intervalo adoptado. Como apunta Beven (1997), si bien el estudio de recesión puede ser automatizado, es deseable que los datos de recesión sean examinados con detalle individualmente y de manera visual por el analista quien puede identificar problemas en los datos imposibles de detectar en un proceso completamente automatizado.

Una vez terminado este proceso de corrección visual, los recesos seleccionados son analizados de manera automática y comparados con los resultados correspondientes a precipitación y fusión con el fin de identificar la ocurrencia de eventos (por precipitación o por fusión) y realizar la corrección de los mismos. Para el cálculo del caudal base y la separación de los eventos existentes, el algoritmo utiliza la técnica de separación mediante filtrado recursivo de este bloque, propuesto por Lyne y Hollick (1979) y extendido por Nathan y McMahon, (1990), por considerar que el índice de caudal base (*ICB*) que resulta de su aplicación se adecúa a la zona de estudio La ecuación empleada por este filtro es:

$$q_t = \beta q_{t-1} + \frac{(1 + \beta)}{2}(Q_t - Q_{t-1})$$

$$B_t = Q_t - q_t$$

Donde

q_t es el caudal de escorrentía directa superficial (m^3/s).

Q_t es el caudal medido en la estación de aforo (m^3/s).

β es el parámetro de filtro estimado en 0,925 (Nathan, McMahon, 1990; Arnold *et al.*, 1.995) para dar unos resultados realistas al comparar con técnicas de separación manual.

Esta separación entre caudal base y superficial permite corregir algunas curvas de recesión de los posibles eventos de manera que se minimice el efecto que éstos puedan ocasionar a lo largo del

descenso de caudales. El algoritmo detecta cuando no existe coincidencia entre caudal superficial y flujo base y “recorta” automáticamente el periodo de evento acercando la recesión al agotamiento real del sistema.

Además de la corrección de efectos de evento, se realiza un suavizado con el fin de atenuar los errores debidos a fallos sistemáticos de medida. El suavizado se realizará mediante la aplicación de la media móvil de los datos con una amplitud de tres días.

En la Figura 28 se muestra el resultado gráfico de una de las recesiones estudiadas en la estación de Narila, en la subcuenca de Cádiar. A partir de los datos originales, en azul, se procede la estimación del caudal base a través del algoritmo propuesto por Nathan y McMahon, que separa la escorrentía superficial del flujo base, en negro, dando como resultado una primera corrección de la curva de recesión (en rojo). Como se puede apreciar en la figura, se detectan dos eventos de precipitación y un pulso de fusión de nieve que “deforman” la recesión desvirtuando la información correspondiente a la relación almacenamiento-descarga. El algoritmo de corrección detecta automáticamente este efecto y lo corrige recortando los caudales correspondientes al evento con el fin de obtener unas recesiones lo más representativas posibles de la aportación subterránea.

Posteriormente se realiza un suavizado de la curva obtenida anteriormente, en verde, con el fin de eliminar los registros constantes de caudal debidos a limitaciones del aparato de medida. La información correspondiente a la evolución de la evapotranspiración permite además obtener una visión sobre la evolución las posibles extracciones en el sistema así como validar la ocurrencia de eventos por una disminución relativa de ésta.

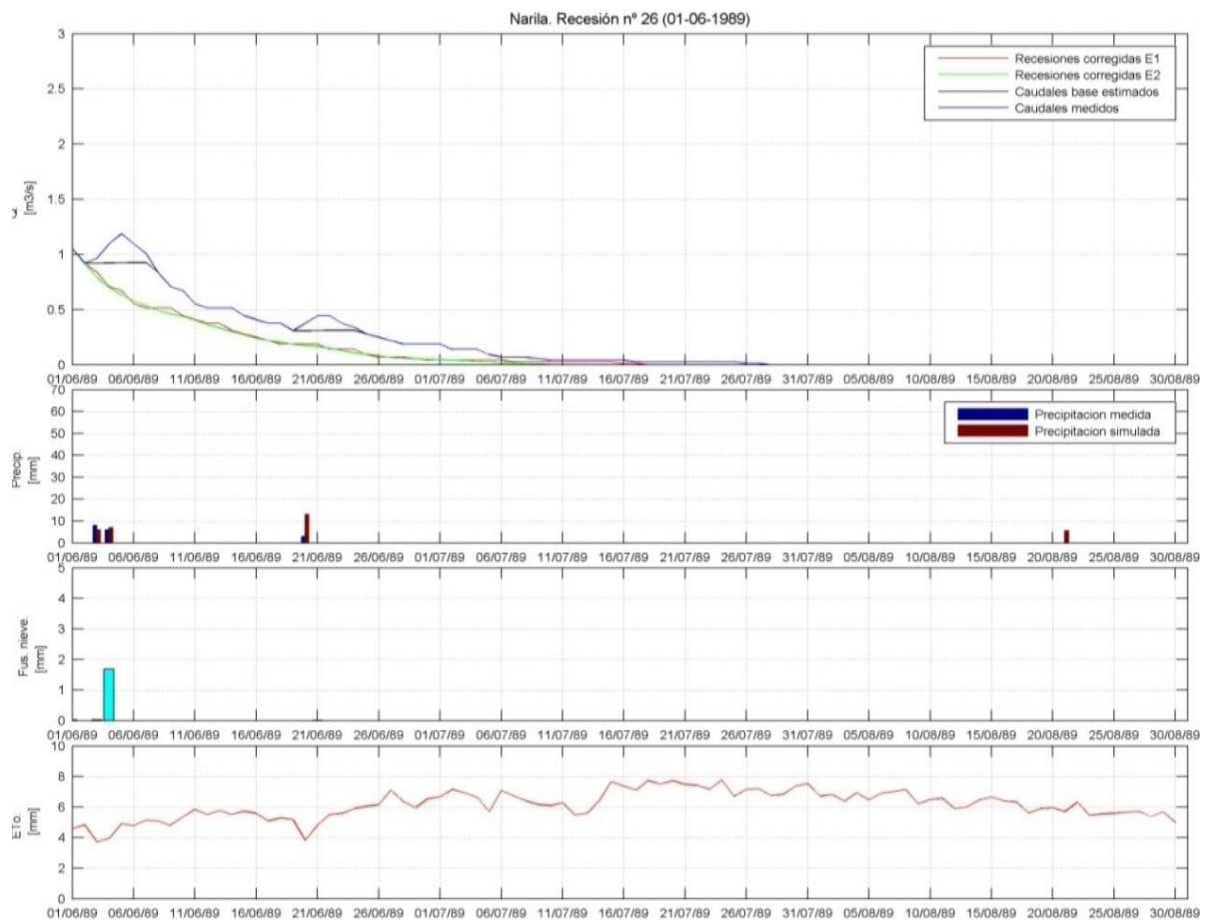


Figura 28; Ejemplo de corrección de recesión en periodo estival detectados episodios de eventos.

A partir de la generación de estas gráficas se realiza un análisis visual con el fin de valorar aquellas curvas no validas o que no sean representativas del agotamiento del sistema. Eliminadas las curvas

defectuosas y no válidas para el análisis, se tendrá como resultado el conjunto de recesiones estivales corregidas de cada una de las estaciones.

A partir de este punto se realiza el análisis de dos maneras diferentes. Por un lado, se realiza la concatenación de las curvas seleccionadas de manera descendente. Por otro lado se procederá al ajuste individual de cada curva de recesión de manera que sea posible establecer relaciones individuales entre el receso y los diferentes procesos que afectan al sistema como evapotranspiración y fusión de nieve.

3.7.2.2 Resultados

Los análisis de curvas de recesión en periodo estival en la ladera oeste de Sierra Nevada (Monachil y Dílar), realizados por Fideli y Castillo en 2002, mostraron un limitado componente inercial, lo que no es de extrañar debido a las características tan particulares de este acuífero de montaña. Otra conclusión importante en ese estudio fue la predisposición del flujo subterráneo a respuestas impulsivas tras la ocurrencia de periodos de fusión de nieve intensos, con rápidos agotamientos posteriores.

Estos resultados confirman la elevada permeabilidad de los materiales estudiados. En el mencionado estudio, que se realizó en una franja altitudinal situada entre los 1000 y 1500 metros, los coeficientes de agotamiento variaban entre los 12 a los 67 días mostrando una gran heterogeneidad en la respuesta relacionada con el mantenimiento de caudales base a partir de multitud de surgencias de diferente tipo y localización.

En este estudio, la primera parte de la metodología propuesta para el análisis de recesión estival, se corresponde con la selección y corrección de los datos pertenecientes a la serie de caudales. Este procedimiento se realiza para todos los datos de la serie correspondiente a cada estación obteniendo una gráfica similar a la mostrada para cada periodo estival, es decir, 38 para la estación de Narila, 10 para la estación de Trevélez y 17 para la estación de Lanjarón.

A partir de la generación de estas gráficas se realiza una revisión visual de las mismas con el fin de valorar aquellas curvas no válidas que no sean representativas del agotamiento del sistema. Para este estudio se han seleccionado finalmente 17, 5 y 9 recesiones correspondientes a Cádiar, Trevélez y Lanjarón respectivamente que se muestran en la Figura 29.

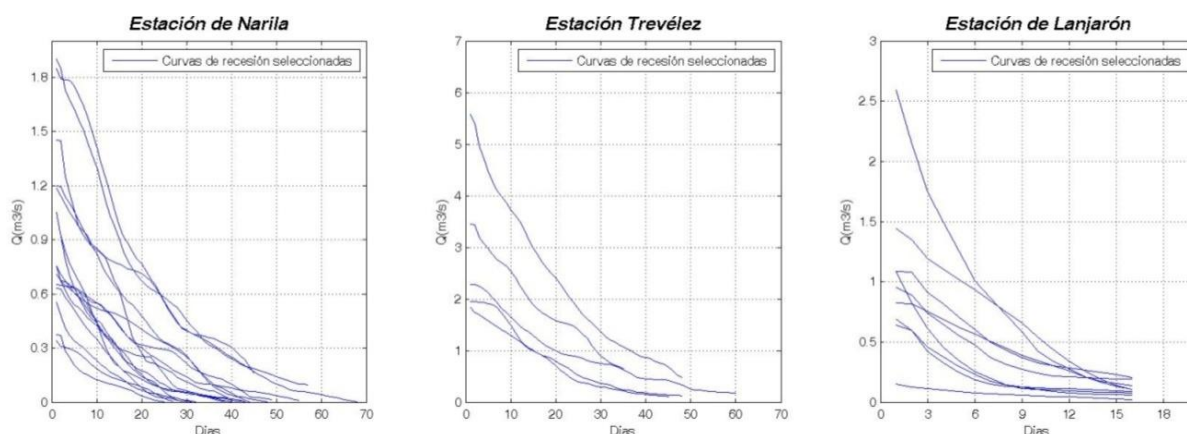


Figura 29; Curvas de recesión en periodo estival obtenidas en tres estaciones de Sierra Nevada.

Los valores ajustados correspondientes al modelo lineal (Figura 30), muestran variabilidad entre las estaciones estudiadas así como dentro de ellas. Como puede observarse, existe una diferencia notable entre los valores de las subcuencas de Cádiar y Trevélez, con valores de k comprendidos

entre 10 y 24 días y con valores medios de 15 y 23 días respectivamente y la subcuenca de Lanjarón con valores mucho más bajos en torno a los 4 y 9 días y con una media de 7 días.

Dentro del estudio individual, se ha analizado la linealidad del sistema a través del ajuste no lineal. El primer paso en esta segunda aproximación es el análisis de los valores correspondientes al parámetro adimensional b del ajuste no lineal. Los resultados obtenidos para el parámetro b en la mayoría de las curvas de recesión evaluadas muestran unos valores ajustados para este parámetro superior a 1 lo que se traduce en una baja concavidad de las recesiones. Existe además un contraste marcado entre las subcuencas de Cádiar y Trevélez, con valores medios de b en torno a 1.2, y la cuenca de Lanjarón, con valores más bajos indicando mayor concavidad con un valor medio de $b = 0.8$.

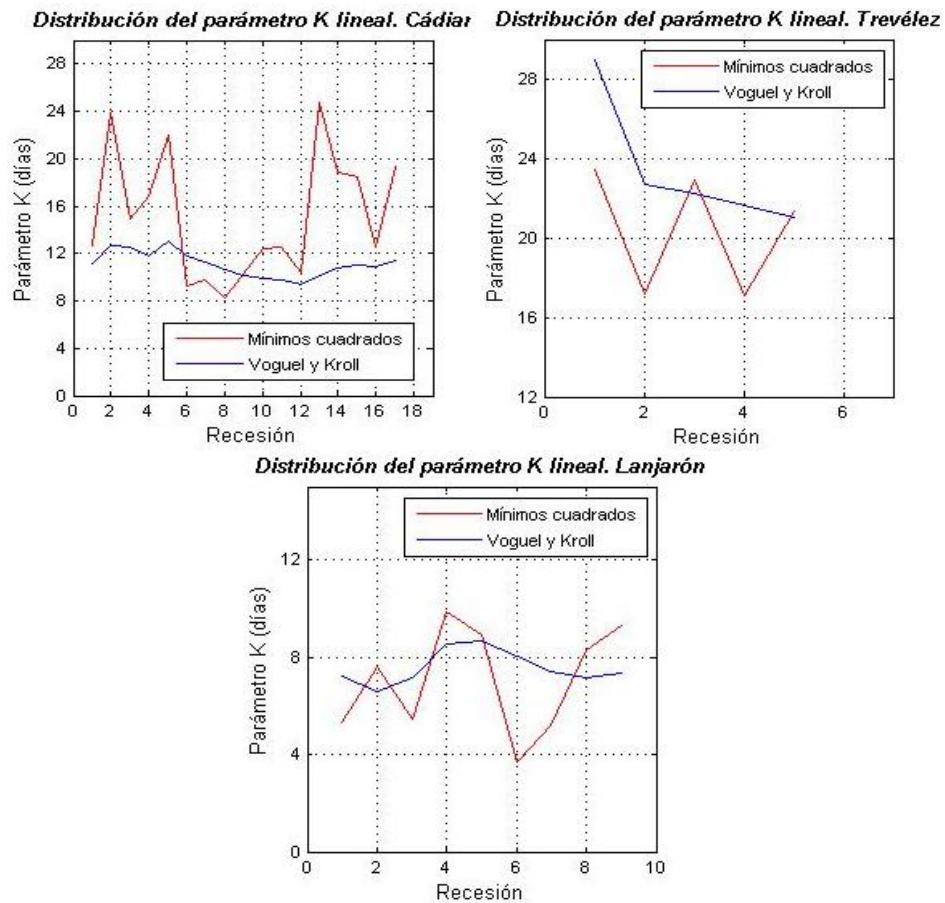


Figura 30; Valores calculados correspondientes al parámetro lineal en el estudio individual de recesiones estivales.

En la Figura 31 se pueden observar la variación de los valores de b en las estaciones estudiadas.

Estos valores, muy superiores al valor de 0.5 teórico propuesto para acuíferos no confinados, ponen de manifiesto las particularidades del flujo subterráneo analizado en este estudio. En cuencas reales pueden existir desviaciones considerables para el parámetro $b = 0.5$ que pueden ser atribuidas a errores en los datos, a heterogeneidades en el acuífero y a una divergencia en la condición de Dupoit-Forchheimer (Wittenberg, 1999).

Otro aspecto muy importante es la calidad de los datos analizados y su influencia en el parámetro b . Como se puede observar en la Figura 32 la existencia de perturbaciones a lo largo de la recesión en forma de entradas al sistema influyen de manera considerable en el valor final del parámetro b pasando de 1.30 a 0.86 si se realiza el ajuste obviando la perturbación correspondiente a entradas al

sistema, probablemente por fusión de nieve. Aún así los valores siguen siendo superiores a los valores teóricos de 0.5 propuestos para acuíferos libres.

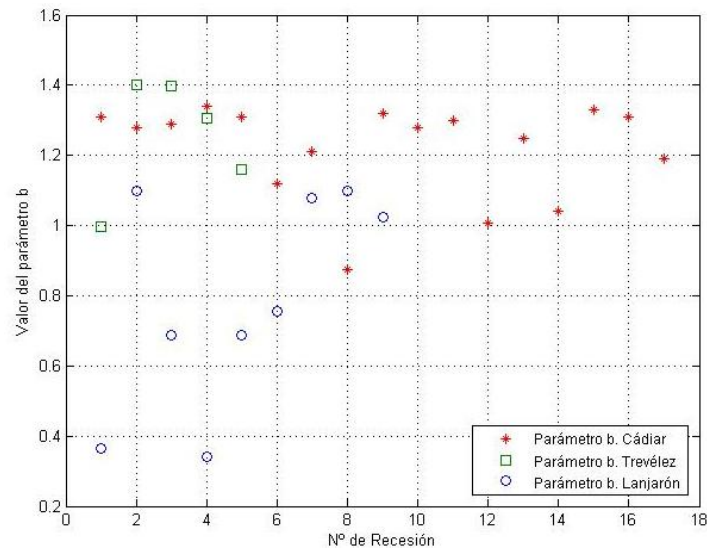


Figura 31; Valores calculados correspondientes al parámetro no lineal b en el estudio individual.

Por lo tanto y aún teniendo en cuenta los efectos de la mala calidad de los datos, el análisis de este parámetro pone de manifiesto la lejanía del flujo subterráneo de este sistema a un acuífero libre en medio poroso isotrópico y con una conductividad K homogénea en donde exista una convergencia río-acuífero. El sistema estudiado, con un flujo subsuperficial por fracturación puede estar afectado por problemas de turbulencias en el flujo similares a las ocasionadas por macroporos o fracturas tal y como apunta Wittenberg (1999).

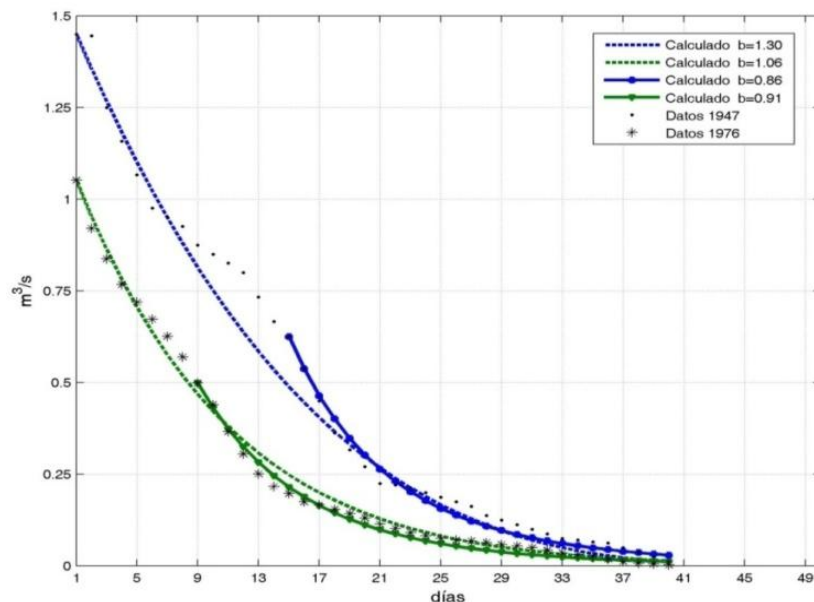


Figura 32; Valores calculados correspondientes al parámetro lineal en el estudio individual e histograma.

El segundo enfoque que se presenta se corresponde con el estudio conjunto de los recesos con el fin de ajustar la Curva de Recesión Maestra (CRM) de la recesión estival. Los resultados obtenidos en este ajuste conjunto se encuentran en consonancia con los resultados correspondientes al estudio individual presentados. El parámetro k lineal toma valores ligeramente superiores a los valores

medios calculados tanto en Cádiar, con valor medio de 16 días, como en Trevélez, con valor medio de 21,9 días, presentando valores de 17,22 y 22,7 días siendo la diferencia muy pequeña entre las dos aproximaciones. En ambas subcuencas, el ajuste no lineal dio como resultado un valor de $b > 1$ lo que indica, de la misma manera que en el estudio individual, una marcada poca concavidad de las recesiones estudiadas.

La CRM en periodo estival para la subcuenca de Lanjarón muestra valores de k bastante inferiores a las subcuencas anteriores presentando el parámetro k un valor muy similar al valor medio del estudio individual de 7.24 días. Igual que en el caso anterior, el ajuste no lineal muestra un valor de b ligeramente inferior a 1 con un valor de $b = 0.88$, superior al obtenido análisis individual.

En la Figura 33 se muestran los diferentes ajustes tanto para modelo lineal como para modelo no lineal en donde se han calculado los diferentes parámetros de cada modelo.

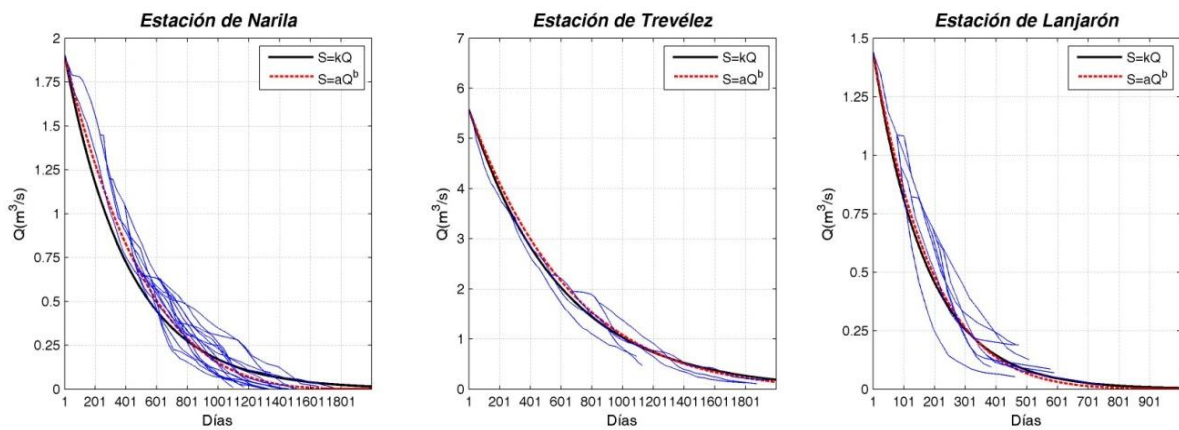


Figura 33; Agrupación de recesiones estivales y ajuste de la CRM estival.

En la **¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.** se muestran de manera conjunta los resultados obtenidos en el estudio estival. Se muestran los parámetros correspondientes al modelo lineal, parámetro k , y al modelo no-lineal, parámetros a y b . El primer procedimiento es una aproximación por el método de mínimos cuadrados y el segundo método se basa en la ecuación de regresión propuesta por Voguel y Kroll en 1992.

Se ha de tener en cuenta que en el estudio individual, el parámetro medio puede ser calculado tan solo si la variación entre estos en las recesiones no existe una diferencia importante (Bako y Hunt, 1988). En este estudio, la cantidad de recesiones seleccionadas es pequeña y existe variación en los valores correspondientes a los diferentes ajustes. Aún así se ha considerado conveniente mostrar los resultados del estudio individual con el fin de compararlos con el ajuste de la curva de recesión maestra.

Una vez fijado el parámetro b del sistema hidrológico estudiado, el parámetro a presenta una variación muy importante y representa la mayor o menor pendiente de la curva de recesión. Wittenberg y Sivapalan (1999) relacionan esta variación con variaciones estacionales en el rango de evapotranspiración.

Para el estudio de recesión estival se ha relacionado el parámetro a con la evapotranspiración media correspondiente a este periodo de recesión de cada uno de los años estudiados. Debido a las pocas recesiones seleccionadas tanto en Lanjarón como en Trevélez no ha sido posible realizar este análisis en dichas subcuencas analizando tan solo la estación de Narila y las 17 recesiones estivales seleccionadas. Para este estudio se han repetido los ajustes para un parámetro de $b = 1.2$ con el fin de obtener el parámetro a correspondiente a ese valor específico de b en las mismas unidades.

Tabla 6; Resultados de los diferentes parámetros ajustados en el estudio de recesión estival.

Cádiar				
Estudio individual (valores medios)	Lineal		No lineal	
	k (días)		b	a ($m^{3-3b}h^b$)
	Mínimos cuadrados	16.27	1.2	15.14 ($m^{3-3b}d^b$)
Voguel y Kroll	11.10			
Curva de Recesión Maestra	17.22		1.24	363.58 ($m^{3-3b}h^b$)
Trevélez				
Estudio individual (valores medios)	Lineal		No lineal	
	k (días)		b	a
	Mínimos cuadrados	21.9	1.25	15.56 ($m^{3-3b}d^b$)
Voguel y Kroll	23.31			
Curva de Recesión Maestra	22.7		1.11	492.94 ($m^{3-3b}h^b$)
Lanjarón				
Estudio individual (valores medios)	Lineal		No lineal	
	k (días)		b	a
	Mínimos cuadrados	7.05	0.79	7.89 ($m^{3-3b}d^b$)
Voguel y Kroll	7.56			
Curva de Recesión Maestra	7.24		1.16	163.57 ($m^{3-3b}h^b$)

Por lo tanto, serán estudiados los efectos de la evapotranspiración y la fusión de nieve en el periodo previo al estival a lo se añadirá el efecto del caudal inicial de la recesión (Q_0), ya que la cantidad de agua almacenada en el comienzo del periodo de recesión es un factor importante que influye en las características de la curva de recesión.

El resultado se muestra en la Figura 34, en donde se exponen también las relaciones existentes entre el parámetro k lineal ajustado y los efectos de fusión, caudal inicial y evapotranspiración. Como se observa, existe una ligera relación entre la evapotranspiración y el parámetro a que define la concavidad de la curva de recesión. A mayor evapotranspiración media registrada durante el periodo de recesión, menor valor tienen los parámetros a y k por lo que la recesión presentará una concavidad mayor. Esta correlación demuestra la influencia de la intensidad del periodo seco en el medio hidrogeológico estudiado. Esta influencia, aunque débil, puede explicarse por las extracciones en zonas de ribera en donde la zona saturada confluye con el río y las diferentes especies vegetales realizan una extracción. Dada la vegetación existente en las subcuencas estudiadas y las características del acuífero, no existen extracciones profundas en el entorno estudiado por lo que la influencia de la evapotranspiración tan solo puede vincularse a zonas superficiales y al subálveo del río.

También se ha realizado un estudio de la influencia del periodo de fusión teniendo en cuenta el periodo previo a la recesión, es decir, 90 días antes del periodo considerado recesión estival. Como

se ha descrito anteriormente, el efecto de fusión de nieve es de atenuación en la recesión de caudales produciéndose descensos más suaves por lo que la recesión será menos cóncava y el parámetro $a1$ será mayor. Parece no existir relación entre la fusión de nieve media antes de la recesión y los parámetros ajustados para cada recesión estival. Esto confirma que las recesiones seleccionadas en Narila no se encuentran influenciadas por las condiciones de fusión de nieve precedentes a la recesión.

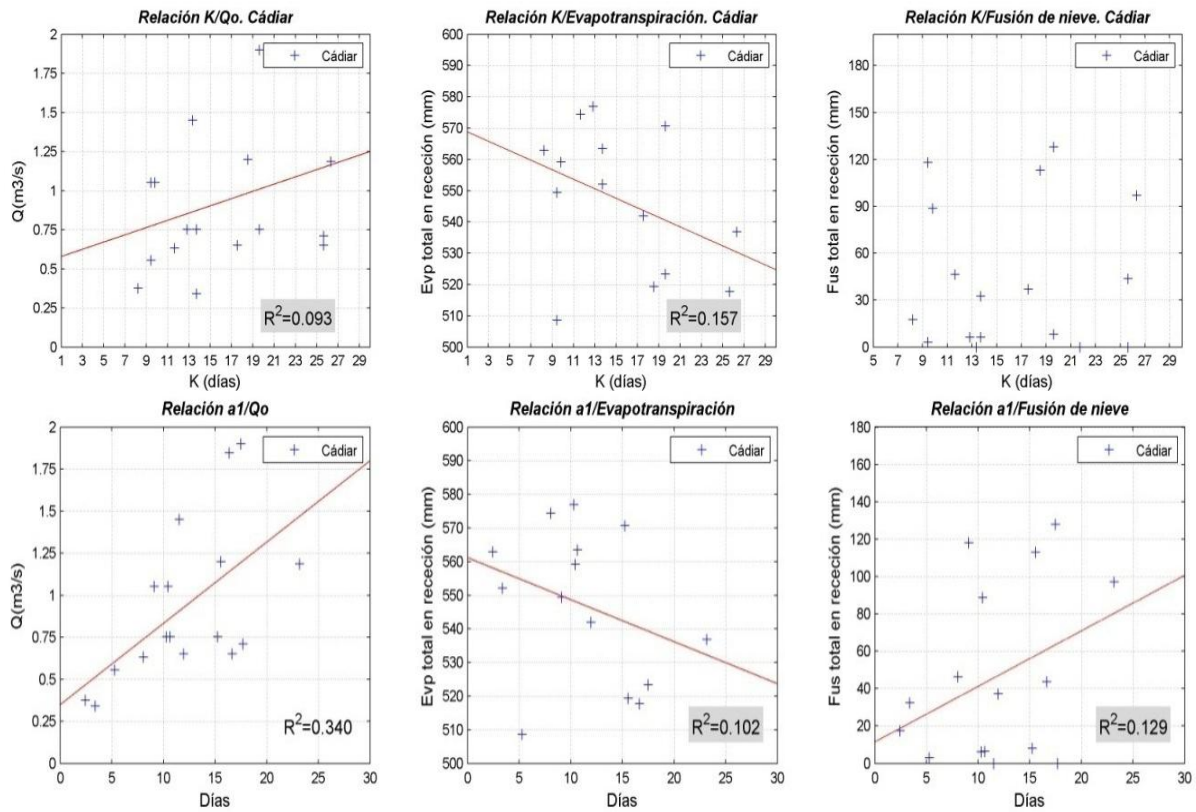


Figura 34; Relaciones entre la evapotranspiración, la fusión de nieve y el caudal inicial de recesión con el parámetro a no lineal.

Por último se ha estudiado la influencia del estado inicial del sistema representado por el caudal inicial Q_0 de cada periodo de recesión. Algunos autores (Mishra *et al.*, 2003; Szilagyi y Parlante, 1998) han expresado el comportamiento de la recesión en función del flujo medio observado estableciendo relaciones lineales simples entre el caudal medio con el fin de obtener el parámetro $a1$. Tanto el parámetro lineal k como el no lineal $a1$ tienen una cierta relación que puede observarse en una disminución proporcional de estos parámetros a medida que disminuye Q_0 , el decir, el agotamiento del sistema es mas brusco cuanto menor sea el almacenamiento inicial de éste.

3.7.3 Estudio de fragmentos de recesión

3.7.3.1 Metodología aplicada

La selección de fragmentos de recesión a partir de la serie histórica de caudales y su posterior corrección de la influencia de procesos hidrológicos efectuada con el apoyo de un modelo hidrológico distribuido, calibrado y validado para la zona de estudio, se ha realizado siguiendo los siguientes pasos:

1. Seleccionar segmentos de receso continuado de caudales a partir de los registros correspondientes a cada zona de estudio.
2. En cada caso, eliminar aquellos fragmentos cuya dimensión sea menor de 4 días según el criterio usado por Hammond (2006), que selecciona los fragmentos de recesión siempre y cuando la media de los caudales correspondientes a 1 día descendan de manera continuada durante, al menos, 4 días.
3. Eliminar aquellos fragmentos que proceden de eventos de fusión de nieve significativa, “recesión nival”, o que se producen en periodos con intensa evaporación. Para ello se han utilizado los resultados del modelo físico de fusión de nieve (Herrero, 2007) y de evapotranspiración (Aguilar, 2006) incluidos en el modelo hidrológico físico distribuido.
4. Identificar aquellos fragmentos que proceden de eventos de precipitación.
5. Eliminar en estos fragmentos, los intervalos de escorrentía directa representados por el número de días N desde el pico del hidrograma de escorrentía superficial. La determinación de este tiempo es estimada a partir de la siguiente relación empírica $N = 0.83 \cdot A^{0.2}$ (Linsley *et al.*, 1982) donde A es el área de la cuenca estudiada en km^2 .

En cada punto estudiado, se han comparado las CRM obtenidas con metodologías ascendente y descendente a partir del conjunto final de fragmentos. La Figura 35 resume el método descrito.

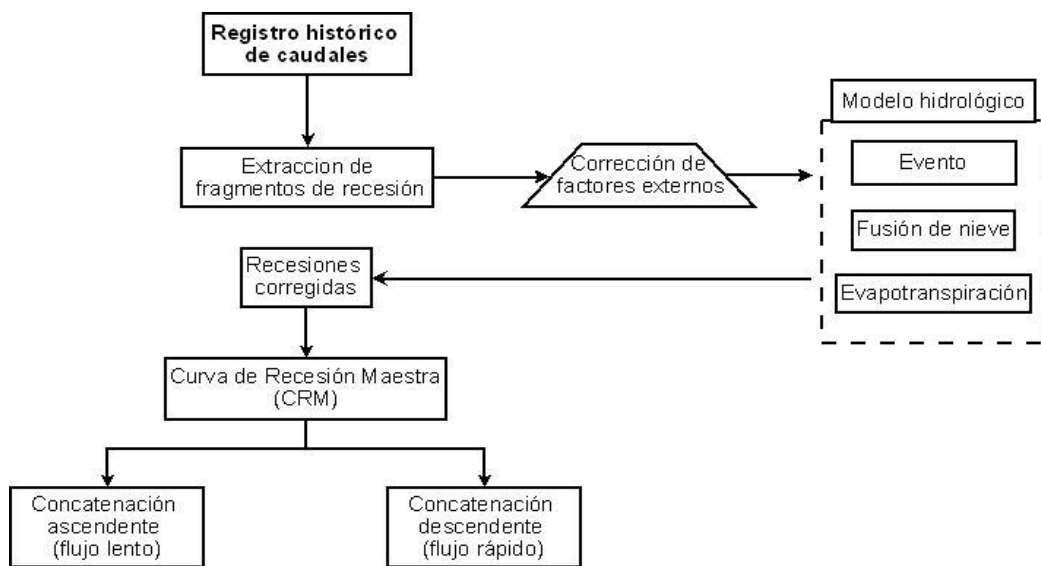


Figura 35; Esquema metodológico empleado en el estudio de fragmentos de recesión

En ambos casos, la CRM generada se ha ajustado siguiendo modelos lineales y no lineales del comportamiento subterráneo.

Para cotejar cada fragmento de recesión con la fusión de nieve correspondiente a ese mismo periodo es necesario partir de los datos aportados por el modelo físico de nieve. El criterio umbral para determinar si la recesión procede mayoritariamente de fusión de nieve puede ser variable. Hay que tener en cuenta que, a diferencia de la precipitación, la fusión de nieve puede continuarse a lo largo de la recesión ya que su impacto en el registro de caudales es menor. Por lo tanto, a diferencia del estudio de datos de precipitación, para el caso de la fusión se hace necesario el estudio de los aportes durante todo el periodo de tiempo de duración del receso.

El criterio de selección elegido en este estudio para considerar una recesión influenciada por la fusión de nieve, es que la media de la fusión registrada durante la recesión sea igual o mayor que 1

mm o que exista algún día con fusión igual o superior a 5 mm de fusión. El primer criterio va en concordancia con la consideración de evento para lo que se suele tomar 1 mm como valor umbral. El segundo condicionante representa el pulso de fusión unitario suficiente para considerar que la influencia de la fusión es muy importante en las aportaciones superficiales. Los fragmentos de recesión que cumplan este criterio serán eliminados al no ser posible su corrección.

Por último, y siguiendo el criterio propuesto por Beven y Lamb (1997) se desestimaron aquellos fragmentos de recesión en donde la evapotranspiración superaba el 10% del volumen de descarga durante el receso.

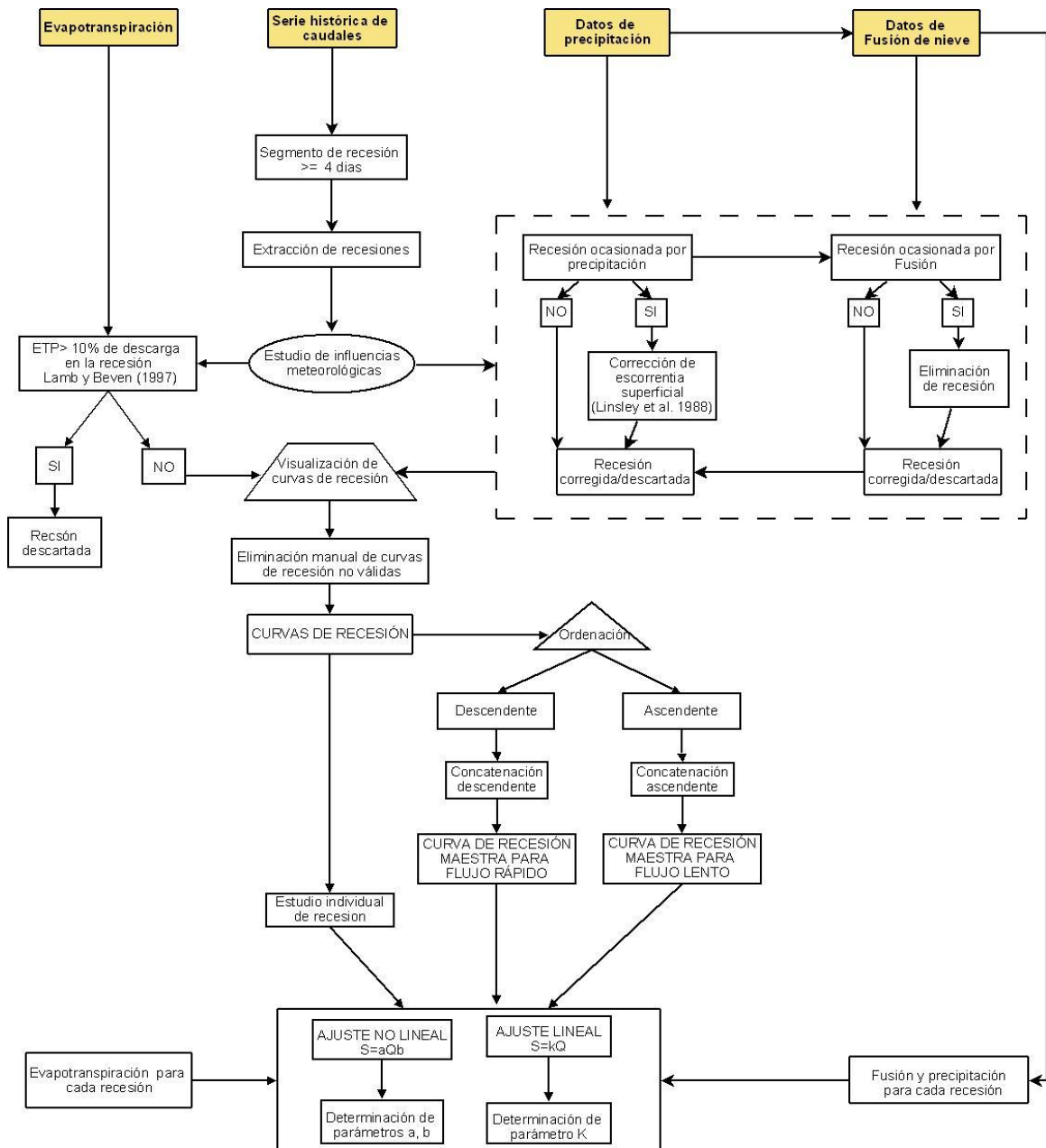


Figura 36; Algoritmo de cálculo propuesto para el análisis de fragmentos de recesión.

Una vez realizada la selección, corregidos aquellos fragmentos de recesión originados por un evento y eliminados aquellos considerados procedentes en su mayor parte por fusión de nieve o influenciados en gran medida por la evapotranspiración, se pasa a una revisión visual que

interrumpe el procedimiento automático del algoritmo. De esta manera las curvas son analizadas de descartando aquellas consideradas inválidas. Finalmente obtendremos una selección de recesiones definitivas a partir de las cuales puede comenzar el análisis.

El estudio de los fragmentos de recesión definitivos se realiza de dos maneras igual que el estudio de curvas de recesión en periodo estival. Por un lado se relacionan las recesiones finales con el fin de determinar la curva de recesión maestra que resuma las características del sistema hidrogeológico. El procedimiento de concatenación de fragmentos de recesión se realizará de dos maneras diferentes.

De manera ascendente, obteniendo una Curva de Recesión Maestra (CRM) en la que se priorice la parte de la recesión correspondiente al flujo lento del sistema acuífero, y de manera descendente en la que se prioriza la parte de la recesión que parte de mayor caudal y que, generalmente, presenta un descenso más rápido, correspondiente a un flujo rápido del sistema acuífero. Este análisis descendente es posible ya que se han eliminado aquellos tramos dentro de la recesión correspondientes a caudales superficiales.

La respuesta rápida del sistema, tal y como se ha remarcado en un apartado anterior, es debida a la movilización del “antiguo” almacenamiento subterráneo correspondiente al periodo pre-evento (Schöniger, 1990; Chapman y Maxwell, 1996) debido al aumento del nivel del acuífero en las zonas próximas a los ríos cuando reciben una recarga por percolación y produciéndose una respuesta relativamente rápida. Esto choca con el concepto tradicional de comportamiento de flujo lento del agua subterránea (Wittenberg, 1999). También puede deberse a los aportes de sistemas fracturados de segundo orden que presentan una relación diferenciada de las fracturas primarias situadas a mayor profundidad.

La CRM determinada para cada caso es ajustada según un modelo lineal y un modelo no-lineal buscando el mejor ajuste.

3.7.3.2 Resultados

Aplicando la metodología descrita en el apartado anterior se han seleccionado y corregido un total de 171, 31 y 61 fragmentos para las subcuencas de Cádiz, Trevélez y Lanjarón respectivamente como se muestra en la Figura 37. Estos fragmentos han sido corregidos de la influencia de caudales superficiales y de periodos de intensa fusión de nieve y evapotranspiración tal y como se ha explicado en el apartado anterior, asegurando la representación del sistema subterráneo a través de ellas.

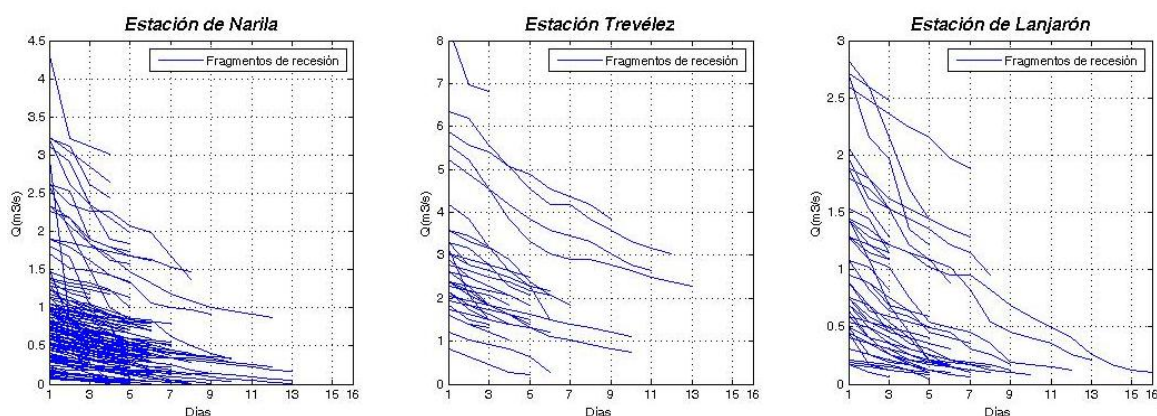


Figura 37; Fragmentos de recesión obtenidas en tres estaciones de la cuenca del río Guadalfeo.

En un estudio detallado de estas recesiones se ha podido constatar la existencia de dos tramos diferenciados. En una primera fase las recesiones muestran mayor pendiente correspondiéndose a

un flujo que, sin ser superficial, puede relacionarse con un flujo rápido del sistema subterráneo. El segundo tramo, de pendiente mucho menor, se corresponde con el flujo más lento del sistema subterráneo de carácter más profundo y que constituye el almacenamiento último del sistema.

Esta diferenciación en dos tramos puede apreciarse en el estudio de concatenación realizado para los fragmentos de recesión seleccionados. En el estudio ascendente, los fragmentos se ordenan en función a la última parte de la recesión de menor pendiente. En la Figura 38 puede observarse el resultado final de la concatenación de manera ascendente de los fragmentos seleccionados y el cálculo posterior de la Curva de Recesión Maestra.

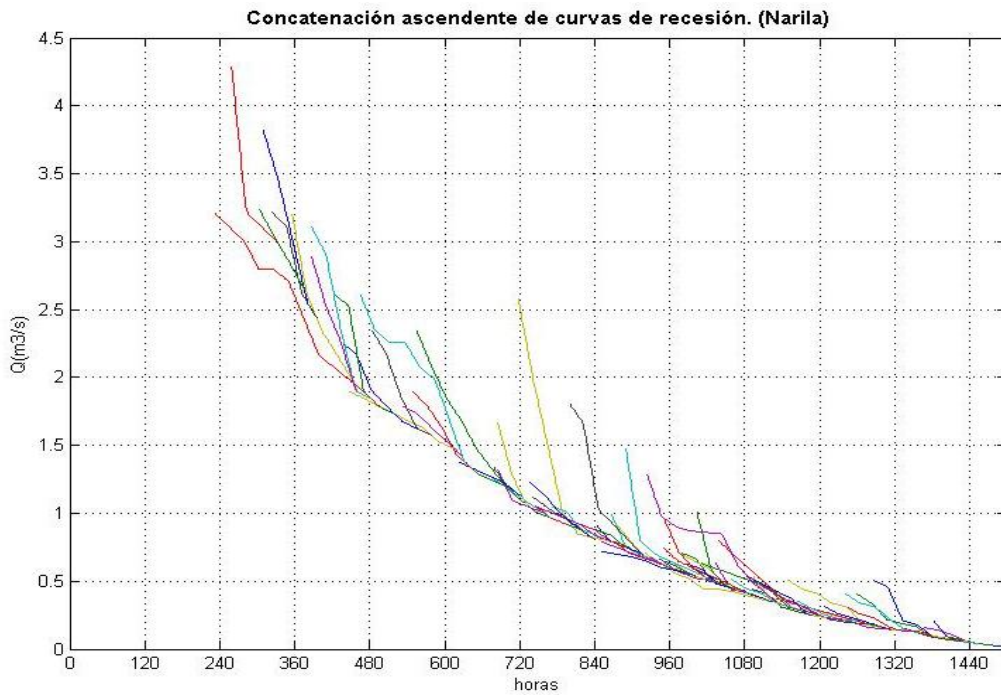


Figura 38; Concatenación descendente de fragmentos de recesión en la estación de Narila (Cádiar).

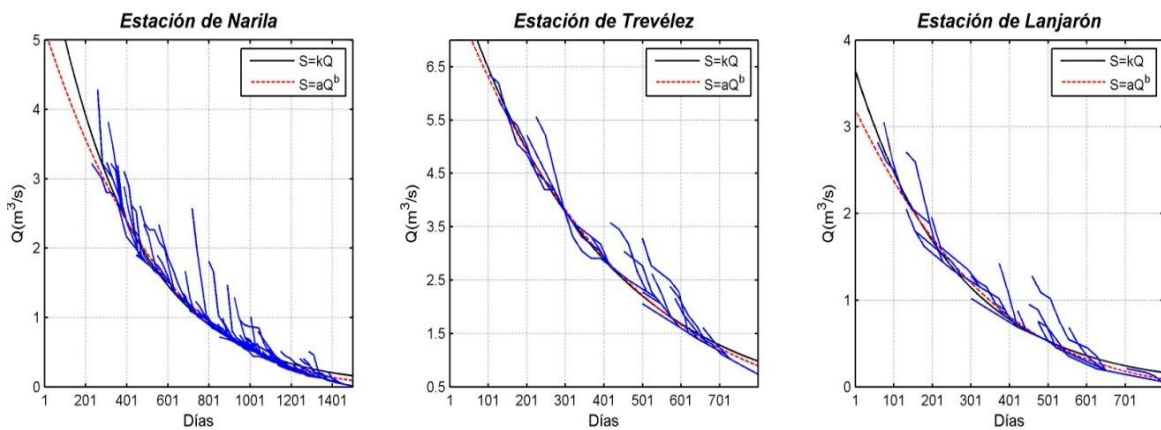


Figura 39; Concatenación ascendente de fragmentos de recesión.

Como puede observarse la concatenación ascendente relaciona la parte más baja y de menor pendiente de la descarga representada por los fragmentos excluyendo la parte correspondiente al flujo más rápido perteneciente al sistema subterráneo. Es en esta parte en donde se realiza el ajuste de la CRM correspondiente al flujo lento y que deberá de ser comparado con el estudio de recesión estival realizado en el apartado anterior.

Los resultados se muestran en la Tabla 7. Como se observa, y de la misma manera que ocurría en el estudio estival, existen unas diferencias muy claras entre las subcuencas de Cádiar y Trevélez con valores de k de almacenamiento lineal de 17 y 15 días respectivamente y la subcuenca de Lanjarón en donde la descarga del sistema se realiza de manera más rápida con una constante de almacenamiento de 10 días.

En el ajuste no lineal muestra valores correspondientes al parámetro b adimensional en torno a 1.25, siempre mayor que 1 por lo que sigue detectándose en este análisis una concavidad muy baja de la Curva Maestra ajustada.

La segunda aproximación se ha realizado de manera descendente (Figura 40) de manera que los fragmentos se relacionan entre sí en función de la parte más alta correspondiente a la de flujo rápido de mayor pendiente. En este caso los resultados son muy similares para las tres subcuencas estudiadas obteniendo un parámetro k con un valor entre los 10.4 y 11.88 días.

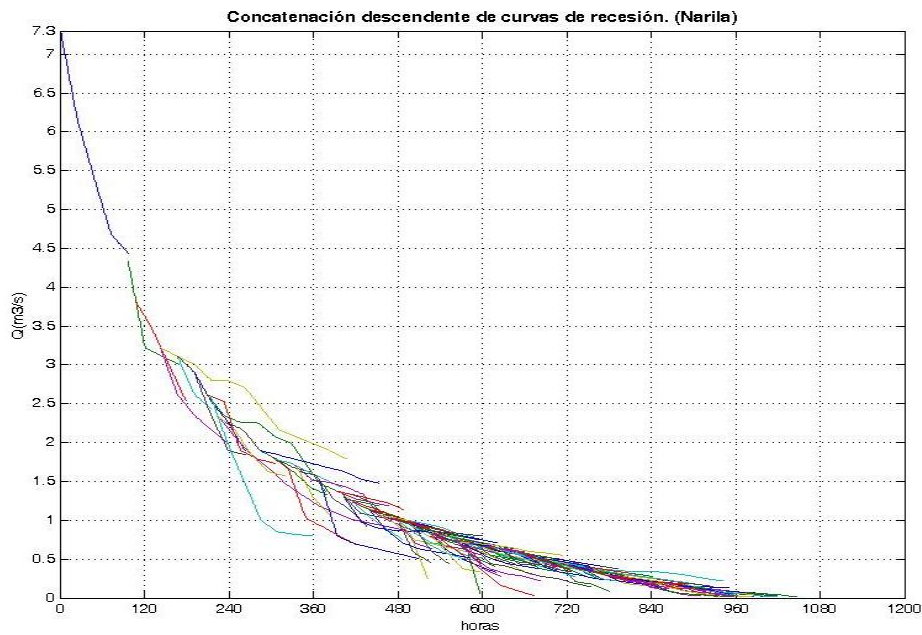


Figura 40; Concatenación descendente de fragmentos de recesión.

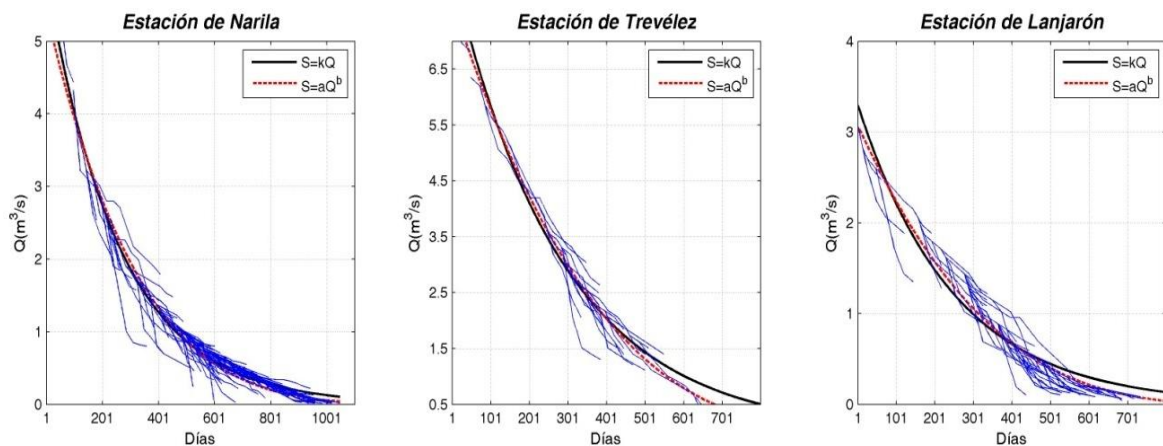


Figura 41; Concatenación descendente de fragmentos de recesión.

Tabla 7; Resultados de los diferentes parámetros ajustados en el estudio de fragmentos de recesión.

Ajuste correspondiente a fragmentos de recesión. Narila			
	Lineal	No lineal	
	k (días)	b	a ($m^{3-3b}h^b$)
Curva de Recesión Maestra (ascendente)	16.94	1.22	319
Curva de Recesión Maestra (descendente)	10.85	1.18	200
Ajuste correspondiente a fragmentos de recesión. Trevélez			
	Lineal	No lineal	
	k (días)	b	a ($m^{3-3b}h^b$)
Curva de Recesión Maestra (ascendente)	15.44	1.15	272
Curva de Recesión Maestra (descendente)	11.88	1.30	151
Ajuste correspondiente a fragmentos de recesión. Lanjarón			
	Lineal	No lineal	
	k (días)	b	a ($m^{3-3b}h^b$)
Curva de Recesión Maestra (ascendente)	10.56	1.27	201
Curva de Recesión Maestra (descendente)	10.4	1.30	179

3.8 Influencia de las características físicas de la cuenca

Para entender las interacciones entre el almacenamiento subterráneo y las descargas superficiales es necesario entender los efectos de lo que Tóth (1970) llama “entorno hidrogeológico”, es decir, el efecto de la topografía, la geología y el clima. En cuencas de montaña en donde el flujo subsuperficial tiene una componente topográfica importante, es posible establecer relaciones entre las principales características físicas de la cuenca y el almacenamiento subterráneo. El reconocimiento de la naturaleza de los sistemas de flujo subsuperficial ha proporcionado un marco teórico para el estudio y el mejor conocimiento de un amplio rango de procesos naturales y fenómenos mostrando el marcado carácter de agente geológico que tiene el flujo subterráneo (Tóth, 1999).

La utilización del Índice de Caudal Base *ICB*, descrito en el apartado anterior, que representa la parte proporcional de aportaciones en forma de caudal base de una cuenca frente a las aportaciones totales, depende en gran medida de las características físicas de la cuenca como han confirmado varios autores (Nathan *et al.*, 1996; Lacey, 1998; Mwakalila *et al.*, 2001). En estos estudios se relacionan los diferentes índices que resumen las características topográficas, geológicas y climáticas de la cuenca.

De esta manera, los principales índices topográficos, en los que se ha buscado relación con el *ICB*, son la pendiente de canal, la pendiente media de la cuenca y la densidad de drenaje. De éstos, la

densidad de drenaje parece influir de manera clara en el *ICB* de manera que cuanto mayor sea ésta, calculada como el ratio entre la longitud del cauce principal y la raíz cuadrada del área de la cuenca, menor es el *ICB*. Esto se debe a que en cuencas con una mayor densidad de drenaje, el flujo superficial se desarrolla de manera más rápida con respecto a las aportaciones subsuperficiales, con una respuesta mucho más lenta (Mwakalila *et al.*, 2001).

Los índices geológicos suelen ser más difíciles de estudiar debido a la complejidad de factores que afectan al flujo de la cuenca. En líneas generales puede decirse que la geología de una cuenca afecta a la hidrología principalmente de dos maneras. En primer lugar, si el tipo de materiales condiciona un entorno geológico fracturado, en donde el almacenamiento y el flujo subterráneo se desarrolla a través de fracturas, o por el contrario, los materiales geológicos existentes proporcionan un entorno subterráneo poroso. En segundo lugar, la formación geológica condiciona el tipo de suelo que se desarrolla en la zona ya que, diferentes tipos de roca madre generan suelos de composición y espesor diferente bajo la influencia de otros factores (vegetación, clima,...), generando por lo tanto grandes diferencias en la recarga del entorno subterráneo y en las aportaciones como caudal base.

Debido a la gran heterogeneidad de tipos de suelo existentes en una cuenca, generalmente se utiliza como índice geológico la formación geológica principal (roca madre) formando un índice combinado entre geología y suelo. Este índice puede presentarse como la proporción de áreas de una determinada formación geológica con respecto al área total de la cuenca, de manera que se genera un índice adimensional. Estudios realizados con el fin de relacionar este índice geológico con el *ICB*, revelaron una fuerte correlación entre materiales fracturados con alta permeabilidad con unas aportaciones muy importantes de caudal base (Wakalila *et al.*, 2001).

Por último, los índices climáticos utilizados para establecer relaciones con la fracción de aportaciones en forma de caudal base requieren muchos parámetros para establecer una adecuada descripción del conjunto de variables climáticas. Un índice comúnmente utilizado es la relación precipitación/evapotranspiración potencial. Este índice tiene una gran correlación con el *ICB* de manera que, cuencas en donde la precipitación es importante y la evapotranspiración potencial baja, lo que se traduce en un alto índice climático, tienen unas aportaciones altas en forma de caudal base.

Para la aplicación de estas metodologías se hace preciso la determinación media del *ICB* para lo que se han de estudiar de manera continuada los caudales subcuenca separando los aportes subsuperficiales de los superficiales.

Otro índice topográfico es el índice de compacidad o de Gravelius (*Ic*). Este índice aporta información sobre la forma en planta de una cuenca relacionando las características geométricas de perímetro y superficie, mediante la siguiente expresión:

$$Ic = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{E. 3.8-1})$$

Donde *P* es el perímetro de la subcuenca (km.) y *A* es la superficie de la cuenca (km²).

Este índice es tanto mayor que la unidad cuanto más quebrado y sinuoso sea el contorno de la cuenca, es decir, mas se separe de la forma circular. Valores entre 1 y 1,25 se corresponden con cuencas casi redondas a ovado redondas, entre 1,25 y 1,50 se corresponde con cuencas obdoblóncas y valores superiores a 1,5 con cuencas rectangular oblongas. Este índice es también correlacionable con las características del agotamiento de aportes subterráneos a pesar de ser un índice propios de la escorrentía superficial. Este vínculo solo sería válido para flujos subsuperficiales dominados por procesos topográficos.

Diferentes autores han estimado valores medios de constantes de recesión para diferentes regiones geomorfológicas o formaciones geológicas estableciendo en algunos casos relaciones cuantitativas

entre los parámetros de recesión y las características de las subcuencas estudiadas (Tóth, 1970; Zecharias y Brutsaert, 1988; Demuth, 1989; Tallaksen, 1989). En estos estudios queda de manifiesto que los principales índices que afectan a la recesión, y por lo tanto a la relación almacenamiento-descarga, son las características geológicas, el relieve y el clima (Tallaksen, 1992).

Estos índices podrían relacionarse con el parámetro de almacenamiento k (T), calculado para una subcuenca, asumiendo la condición de linealidad. En la Tabla 7 se exponen los valores de área, perímetro e índice de compacidad para tres subcuencas pertenecientes a la cuenca del río Guadalfeo.

Tabla 8; Relación entre el coeficiente de almacenamiento lineal (k), área e índice de Gravelius en tres subcuencas de Sierra Nevada.

Subcuenca	Área (km ²)	Perímetro (km)	Índice de compacidad	Densidad de drenaje	Parámetro k (días)
Narila	65.81	44.52	1.536	4	17
Trevélez	74.06	48.48	1.577	3.3	22
Lanjarón	33.06	49.84	2.427	2.6	10

En la Figura 42 se representan gráficamente estos valores pudiéndose observar la relación entre el coeficiente de almacenamiento k correspondiente al modelo lineal y el índice de compacidad, la densidad de drenaje y el área de las subcuencas estudiadas. Se pueden apreciar las diferencias marcadas entre la subcuenca de Lanjarón y las otras dos, existiendo una relación notable entre el área de estas subcuencas y el coeficiente de almacenamiento así como en la forma de las subcuencas y la densidad de drenaje.

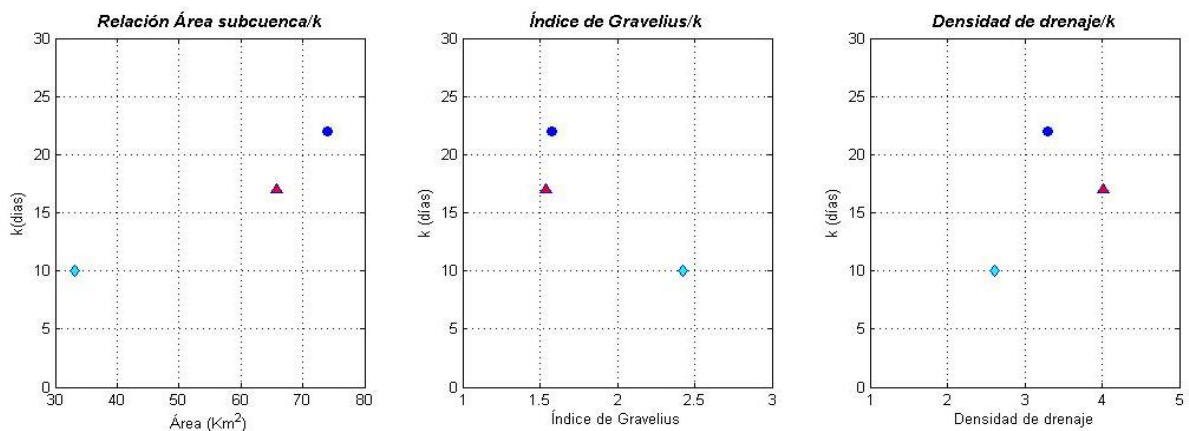


Figura 42; Relación entre el índice de compacidad y los coeficientes de almacenamiento de respuesta lenta en tres subcuencas de Sierra Nevada.

No obstante, la cantidad de subcuencas estudiadas es demasiado pequeña como para sacar conclusiones con respecto a la relación entre la geomorfología de las subcuencas y las características de la recesión bajo condiciones de linealidad del sistema por lo que sería interesante ampliar el estudio a otras subcuencas que presentes las mismas características geológicas con el fin de profundizar en esta relación.

3.9 Conclusiones

El estudio indirecto del sistema subterráneo a través de caudales superficiales mediante curvas de recesión es una alternativa simplista pero adecuada cuando no se tienen datos suficientes como para caracterizar la relación río-acuífero o cuando las condiciones de flujo son complejas.

La selección y análisis de curvas de recesión con un modelo hidrológico permite disponer de fragmentos de recesión fuera del periodo estival con los que caracterizar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados. La concatenación descendente de estos fragmentos se ha mostrado un método válido para cuantificar la dinámica de estos flujos rápidos en las cuencas estudiadas, y ha permitido identificar patrones comunes asociados a la morfología superficial de las fracturas en los materiales que conforman la zona.

El uso de criterios clásicos ascendentes para obtener la CRM ha arrojado valores de coeficientes de almacenamiento coherentes en las tres subcuencas estudiadas. En conjunto, la metodología propuesta para diferenciar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados ha proporcionado resultados satisfactorios y ha identificado este flujo con órdenes de 10 días con respecto del receso producido en zonas más profundas del acuífero que muestran un comportamiento ligeramente más lento (22-17 días).

Los resultados de ajuste lineal permiten adoptar este modelo para caracterizar tanto la respuesta rápida como la lenta en estos materiales fracturados. Por otra parte, los elevados valores de b no lineal obtenidos en este trabajo (entre 1.1 y 1.3) reflejan procesos de recarga (artificial= acequias o naturales=fusión de nieve) que se efectúa en este sistema de montaña, y podrían utilizarse como un primer paso para cuantificar estos flujos.

La comparación de metodologías de estudio de recesión mediante fragmentos de recesión y el estudio de curvas de recesión estival permite comparar y validar los resultados correspondientes al estudio de la relación almacenamiento-descarga. En este sentido, en la zona de estudio los valores de Cádíar han sido muy parecidos desde las dos perspectivas con un valor de $k = 17$ días, existiendo ligeras diferencias en la subcuenca de Lanjarón $7 > k > 10$ días y diferencias más importantes en Trevélez $15 > k > 22$ debidas a la menor cantidad de datos disponibles.

La metodología propuesta es válida y de aplicación en cuencas con materiales fracturados que presenten un retardo en la generación de escorrentía por el almacenamiento inicial que supone el volumen de fractura y su circulación subsuperficial.

Este tipo de estudios permiten además relacionar las características del almacenamiento con diferentes índices geomorfológicos y climáticos. La relación entre el ICB y estos índices podría aplicarse en el futuro una vez determinado el ICB en el mayor número de subcuencas posible. El análisis del coeficiente de almacenamiento k calculado a partir del estudio de recesión permite identificar la relación existente entre este parámetro y el área de la cuenca, la densidad de drenaje y el índice de compacidad, detectando grandes diferencias entre la subcuenca de Lanjarón y las de Cádíar y Trevélez.

Los resultados obtenidos en este trabajo serán incluidos en un modelo hidrológico completo distribuido y permitirán la configuración del modelado de las aportaciones subterráneas en forma de caudal base.

Capítulo 4

Integración del caudal base en modelos hidrológicos

4.1 Introducción

A diferencia de los modelos de flujo subterráneo cuyas bases han sido expuestas en el capítulo 2, los modelos hidrológicos de cuenca incluyen en su análisis diferentes subprocesos como; evaporación, propagación en cauce, propagación en ladera, infiltración, flujo subterráneo en la zona no saturada, flujo subterráneo en la zona saturada, etc.... En este sentido, este tipo de modelos matemáticos considera un sistema global que integra diferentes subsistemas que podrían estudiarse por separado, atendiendo a los diferentes procesos que se desarrollan.

De esta manera, los modelos hidrológicos se centran menos en procesos determinados estando definidos como modelos que simulan el reparto del agua dentro del ciclo hidrológico de la cuenca, en muchos casos centrándose en los procesos superficiales, incluyendo el suelo y la zona no saturada, pero sin describir el sistema subterráneo de manera detallada (Barthel, 2006). Esta definición incluye desde modelos simples de “caja negra” hasta modelos de base física.

Sin embargo, la incorporación de las aportaciones subterráneas es imprescindible en la mayoría de los modelos hidrológicos, sobre todo, en aquellos de simulación continua ya que constituye un recurso fundamental tanto por su continuidad y el volumen de sus aportaciones como por condicionar el estado inicial del sistema en el periodo pre-evento.

La integración y modelado de este proceso dentro del modelo hidrológico se ha propuesto desde diferentes aproximaciones, más o menos simplificadas a lo largo de la evolución de los modelos hidrológicos. En la mayoría de los casos, la complejidad existente en una cuenca natural en cuanto a los procesos hidrológicos, se acompaña de la falta de datos, la dificultad en la estimación de los diferentes parámetros que regulan cada proceso y la demanda de un coste computacional excesivo.

En muchas cuencas, la información disponible con respecto a los datos hidrológicos más básicos (caudales, precipitación,...) es limitada. En este sentido, la obtención de datos hidrológicos en zonas que carecían completamente de ellos ha tenido un gran desarrollo los últimos años gracias a la información aportada por las imágenes satélites con respecto a la cobertura vegetal, humedad del suelo, cobertura de nieve, evapotranspiración, etc., ayudando en gran medida a la calibración de procesos superficiales de los modelos físicos distribuidos. Sin embargo, la información subsuperficial es muy costosa y difícil de obtener y los métodos indirectos con sensores remotos, no son viables ya que exploran tan solo unos centímetros por debajo de la superficie. Estas limitaciones suponen un gran inconveniente a la hora de seleccionar modelos distribuidos como herramienta para la simulación de las aportaciones subterráneas a escala de cuenca.

Por todo esto, pocos modelos incorporan las aportaciones de caudal base a partir de las características del flujo subterráneo descritas en el capítulo 2. Como ha quedado claro, en estos modelos es necesaria una serie de información inicial mínima que, en la mayoría de los casos, se corresponde con los niveles piezométricos de los acuíferos estudiados, a partir del cual, calculan el flujo mediante diferentes esquemas numéricos que aproximan la solución de flujo transitorio en medio poroso. Sin embargo, y como se ha descrito, esta información no siempre está disponible a escala de cuenca en donde, además, pueden existir zonas en donde las ecuaciones consideradas no son aplicables.

En este sentido, las aportaciones subsuperficiales pueden ser descritas de manera satisfactoria por modelos más simples a partir de los que sea posible simular el comportamiento de los acuíferos y, especialmente, su relación con la red fluvial de la cuenca, además de ser fácilmente integrables en el modelo hidrológico global.

Por esta razón, y como se expondrá en este capítulo, en la mayoría de los modelos hidrológicos se recurre a modelos conceptuales agregados, o modelos de depósito, teniendo en cuenta la relación entre almacenamiento y descarga existente entre los acuíferos y los cauces superficiales. Los fundamentos teóricos de estos modelos conceptuales y agregados han sido expuestos en el capítulo 3 de este documento.

Por lo tanto, se analizarán en este capítulo las principales características que clasifican este tipo de modelos, así como las diferentes estrategias adoptadas en algunos de los más utilizados en la incorporación de las aportaciones subterráneas.

Seguidamente, se propondrá un proceso metodológico, elaborado acorde a los objetivos de esta tesis, para el estudio e incorporación estas aportaciones como caudal base en un modelo hidrológico. Finalmente se aplicará esta metodología en la integración y configuración del modelo de aportaciones subterráneas en el modelo hidrológico WiM-Med, tomando como referencia la zona de estudio en la que se enmarca este trabajo, la cuenca del río Guadalfeo.

4.2 Modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos intentan ofrecer una aproximación de los procesos que tienen lugar en un sistema hidrológico real, simplificando su gran complejidad en un reducido grupo de procesos que son fácilmente asimilables a leyes físicas de evolución en el tiempo. Dependiendo del grado de detalle requerido, de la cantidad y calidad de los datos existentes o de los medios informáticos disponibles, se pueden aplicar una gran variedad de modelos hidrológicos entre los que se deberá elegir para cada caso particular.

Los modelos hidrológicos pueden clasificarse en varios grupos atendiendo a diferentes criterios. Según la escala temporal de simulación del modelo tenemos los modelos de simulación de evento o suceso, o los modelos de simulación continua.

Los **modelos de simulación de evento o suceso** calculan los hidrogramas resultantes para una lluvia concreta de duración horas-días. Las pérdidas se producen exclusivamente por infiltración. Se trata de modelos sencillos con el inconveniente de la caracterización del estado inicial del sistema y las hipótesis de simplificación adoptadas.

Los modelos incluidos en esta categoría incluyen a los modelos desarrollados por el Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos HEC-1 (HEC-HMS), el modelo del Servicio de Conservación de Suelos TR-20 y TR-55 y otros modelos similares. En general se caracterizan por:

- Adopción de la precipitación media para la subcuenca.

- Determinación del exceso de precipitación a partir de pérdidas con respecto a variaciones en el tiempo.
- Generación del histograma de escorrentía directa a partir del exceso de precipitación
- Simplificación del caudal base en el hidrograma de salida
- Encauzamiento del canal principal
- Encauzamiento de embalses
- Combinación de hidrogramas

El objetivo principal de estos modelos radica en la obtención del hidrograma de salida no siendo necesario el cálculo de la evapotranspiración, cambios en la humedad del suelo durante y entre tormentas, o procesos detallados del caudal base, ya que al trabajar con una escala temporal reducida pueden simplificar enormemente los procesos de evapotranspiración y de flujo subterráneo.

Los **modelos de simulación continua** calculan el régimen hidrológico para periodos de larga duración. Adquieren gran importancia los procesos de evapotranspiración. Se trata de modelos más realistas que, sin embargo, presentan los inconvenientes de necesitar un gran número de datos para el cálculo así como la necesidad de ampliar el intervalo de cálculo. Estos modelos tienen en cuenta la continuidad con respecto al tiempo de la precipitación que cae en la cuenca y el movimiento del agua a lo largo de esta hasta el punto de salida. En los periodos en los que no existe precipitación, el objetivo de estos modelos es el estudio del agotamiento del agua almacenada en la cuenca haciendo énfasis en los procesos de almacenamiento de humedad en el suelo, evapotranspiración, flujo subsuperficial en la zona no saturada y flujo subsuperficial en la zona saturada. Trabajan con escalas temporales mayores y generalmente cuentan con simplificaciones tanto en la propagación del cauce como en la propagación de ladera.

El rango de complejidad de estos modelos es muy variable: desde muy simples, como modelos de Índice de Precipitación Antecedente (API) y modelos de depósito, a muy complejos como los modelos de parámetros distribuidos como el HSPF (Bicknell et al, 1997) y el SHE (Abbot et.al., 1987).

Según la certidumbre de las variables del modelo, los modelos pueden ser **determinísticos o estocásticos**.

El **modelo determinístico** no considera variables aleatorias, es decir, una entrada produce siempre una misma salida. La respuesta en cualquier momento a una determinada actividad se repite invariablemente cuantas veces se repite la actividad. El estado futuro del sistema queda totalmente determinado de acuerdo al estado actual y a las futuras entradas o inputs. Por el contrario, un **modelo estocástico** tiene salidas que son parcialmente aleatorias. Por ser aleatorio el sistema, la respuesta es diferente para el mismo modelo.

Atendiendo a la variabilidad espacial del modelo, éstos pueden ser **agregados o distribuidos**, independientes del espacio, o relacionados con él.

En los sistemas o **modelos determinísticos agregados** no interesan las coordenadas espaciales que caracterizan al sistema o a las funciones hidrológicas y sólo se suponen concentradas en un punto o promediado en el espacio. Calculan los hidrogramas a partir de características medias de las subcuencas y lluvias (HMS, TR 20,...). Se trata de modelos sencillos de preparar y relativamente fáciles de calibrar.

Un **modelo determinístico distribuido**, por contraste, se caracteriza por considerar los procesos internos del sistema tomando en consideración las coordenadas espaciales del sistema y de las funciones. Es decir, considera que los procesos hidrológicos ocurren en varios puntos del espacio y

define las variables del modelo como funciones de las dimensiones espaciales. De esta manera, calculan los hidrogramas integrando las contribuciones de cada celda de una malla. Se trata de modelos mucho más realistas y precisos con facilidad para automatizar. Sus principales inconvenientes son la necesidad de muchos datos y la dificultad en la calibración. Algunos ejemplos son el WMS (EMRL, 1998), Topmodel (Beven y Kirby, 1979) y el modelo MIKE-SHE (Abbot *et al.*, 1987).

Los **modelos semidistribuidos** aplican un modelo en cada unidad espacial en que se puede subdividir el sistema y trasladan la respuesta de cada unidad hacia el punto de salida del sistema, concatenando en el espacio y en el tiempo dichas respuestas (Polo *et al.* 2004).

El **modelo estocástico** puede ser **independiente del espacio** o estar **correlacionado en él**. En este último caso el análisis se complica más. Los modelos estocásticos siempre tienen salidas que son variables en el tiempo, y se clasifican como independientes del tiempo o correlacionados en él. Los fenómenos hidrológicos cambian en las tres dimensiones espaciales, sin embargo considerar la variación en las tres dimensiones puede hacer que un modelo sea muy complicado para aplicaciones prácticas.

Por último, los modelos deterministas se pueden dividir en modelos empíricos, conceptuales o teóricos.

Los **modelos empíricos** fueron los primeros modelos en utilizarse cuando las herramientas informáticas no estaban lo suficientemente desarrolladas. Se formula la relación matemática entre una serie de variables a partir de las observaciones de las mismas, por lo que no reproducen la naturaleza física del proceso. Ofrecen un cuadro global del comportamiento hídrico bajo las condiciones en que se obtuvieron, por lo que su aplicación se restringe en aquellas zonas en las que se configuraron (Polo *et al.* 2004).

En los **modelos conceptuales**, las ecuaciones que se utilizan se sustentan en una base física y tratan de simular el comportamiento hidrológico de una cuenca a través de ecuaciones de balance hídrico y de transferencia entre diversos componentes del ciclo hidrológico. Pueden ser más o menos complejos dependiendo del número de parámetros que utilizan. Ejemplos de este tipo de modelos son el modelo de Thornthwaite (Thornthwaite, 1955) el modelo de Stanford IV (Crawford, 1966) o el modelo de Témez (Témez, 1977).

Por último, los **modelos físicos**, son modelos que han tenido un desarrollo muy reciente debido sobre todo al avance en las herramientas informáticas. Sin embargo su utilización ha sido reducida hasta la fecha debido a la gran cantidad de información que requieren. En general se basan en la resolución de ecuaciones diferenciales de flujo y de conservación de masa de los procesos que constituyen el ciclo hidrológico. Ejemplo de este tipo de modelo es el Sistema Hidrológico Europeo (Abbot *et al.*, 1987).

Los modelos teóricos y de parámetros distribuidos describen los procesos hidrológicos principales que gobiernan el movimiento del agua en la cuenca como:

- Intercepción
- Evapotranspiración
- Fusión de nieve
- Flujo superficial
- Flujo en el canal
- Flujo subsuperficial en la zona no saturada
- Flujo subsuperficial en la zona saturada

Todos los modelos hidrológicos son aproximaciones de la realidad, luego la salida de un sistema real nunca puede pronosticarse con certeza. Además, los fenómenos hidrológicos varían con las tres dimensiones del espacio y con el tiempo y poseen una gran aleatoriedad.

El modelo WiM-Med, Gestión Integrada de Cuencas en Entorno Mediterráneo (WiM-Med, de *Watershed Integrated Management*), desarrollado dentro del “*Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo*” y en el que se integra este trabajo, es la primera versión de un modelo hidrológico completo, distribuido y de base física, pensado para una aplicación de carácter general en cualquier tipo de cuenca. Sus fundamentos teóricos se exponen en el Anejo 3 de esta tesis.

4.3 Adaptación en diferentes modelos existentes

A lo largo de las últimas décadas se han propuesto una gran diversidad de modelos hidrológicos con el fin último de evaluar los recursos hídricos de las cuencas hidrográficas. La mayoría de estos modelos han estado enfocados a la simulación del proceso de escorrentía directa a partir de diversos datos de entrada, dejando otros procesos, como el flujo subterráneo, bajo consideraciones muy simplistas debido a su escasa relevancia en la generación del caudal de escorrentía durante el evento.

Sin embargo, y como se ha mencionado en el apartado anterior, los modelos de simulación continua han de incorporar las aportaciones subterráneas con el fin de representar la realidad del sistema hidrológico a largo plazo.

Se describen a continuación algunos de los modelos hidrológicos más relevantes en la simulación de cuencas que abordan la componente de caudal base y el método de solución propuesto.

4.3.1 Modelo HEC-HMS

Este modelo fue desarrollado por el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos y fue diseñado para simular los efectos que se producían por un evento de precipitación o serie de precipitaciones en una cuenca hidrográfica. Las siglas de HEC-HMS corresponden a Hydrologic Engineering Center, Hydrologic Modelling System. Es un modelo aplicado mayoritariamente para la simulación de eventos, de forma no distribuida, aunque pueden realizarse simulaciones de forma continua.

HEC-HMS incluye distintos tipos de modelos para realizar los distintos tipos de cálculos para representar los procesos hidrológicos de la cuenca. Estos son los siguientes:

- Modelos para el cálculo del volumen de escorrentía
- Modelos para el cálculo de hidrogramas o de escorrentía directa
- Modelos de simulación de un caudal base
- Modelos de conducciones

En este modelo, las aportaciones en forma de caudal base se integran mediante un modelo agregado simplificado en donde se permiten diferentes opciones para el cálculo de estos aportes. Estos métodos son los siguientes:

Flujo constante mensual: Este es el método más sencillo para el cálculo del caudal base. Representa a éste como un flujo constante mensual, pudiendo variar a lo largo del año a escala mensual.

Este caudal se añadirá a la escorrentía calculada a partir de los datos de precipitación del evento extraordinario que queramos simular. Se introduce el caudal en una tabla para cada mes. Los datos deben ser obtenidos por observación directa.

Modelos de recesión exponencial: El modelo incluye un modelo de recesión exponencial que representa el flujo base de la cuenca (Chow, 1988), mediante la expresión:

$$Q_t = k_*^n Q_0$$

donde, Q_t es el caudal base en el instante t , Q_0 es caudal base inicial ($t = 0$) y k_* es la constante de recesión del caudal adimensional, debida a la descarga de acuíferos. Si consideramos que $k_* = e^{-dt/k}$, siendo k la constante de recesión o de almacenamiento (T), la curva de recesión será una descendente exponencial, por lo que este modelo de recesión es, en definitiva, un modelo de depósito lineal que no tiene en cuenta las entradas del sistema.

El valor de k_* propuesto, según sea el origen del caudal base, se puede asemejar a los valores siguientes:

- Aguas subterráneas: 0,95 ; ($k = 20$ días)
- Manantiales: 0,8 – 0,9 ; ($k = 5 - 10$ días)

El parámetro k_* es definido como la relación entre el caudal base en el tiempo t y el caudal base en el instante $t - 1$. El parámetro Q_0 es una condición inicial del modelo y puede ser especificado como caudal (m^3/s) o flujo volumétrico ($m^3/s/km^2$).

Un evento de precipitación implica que los manantiales se recargan, por lo que habrá un momento en que el caudal base deje de disminuir y comience a aumentar. Esta situación puede ser simulada en este modelo mediante la introducción de un nuevo parámetro: Umbral de caudal. Este dato puede ser introducido de dos formas:

- Como un dato de caudal (m^3/s). El caudal base comienza a aumentar cuando en el hidrograma se alcance el caudal (Q_{umbral}) elegido después de que haya ocurrido el tiempo del máximo.
- Como un ratio del caudal máximo. Esto es, si el caudal máximo es de $1000 m^3/s$ y hemos introducido un valor de 0,10 para el ratio, el caudal base comenzará a aumentar cuando alcance la cifra de $100 m^3/s$. Al igual que antes, el aumento de caudal base se consigue después de alcanzarse el caudal máximo del hidrograma.

El caudal sólo aumentará mientras dure la escorrentía. Después comenzará a disminuir de nuevo hasta que se alcance el Q_{umbral} en otra precipitación.

Modelo de embalse lineal: Se utiliza junto al modelo *SMA*, Soil-Moisture-Accounting (Bennett, 1998). Este método explica el movimiento del agua dentro de los distintos niveles de almacenamiento que utilizaba el *SMA*. El *SMA* es un modelo continuo, ya que permite simular un período de tiempo largo, en el que existen intervalos sin precipitación y el suelo recupera los valores iniciales de forma gradual correspondientes a un suelo seco. El modelo simula el movimiento del agua y los distintos niveles de almacenamiento según muestra en la Figura 43.

Como se puede observar, el método tiene en cuenta cinco sistemas o niveles que interactúan con datos de precipitación y evapotranspiración. Los volúmenes de almacenamiento y el nivel máximo de percolación deben ser especificados anteriormente como condiciones iniciales.

El flujo subterráneo se encuentra simulado mediante dos embalses lineales con dos salidas, cuya base teórica se ha explicado en el capítulo 3. El primero recibe agua de la zona correspondiente a la franja no saturada del suelo y tiene su salida hacia la red de drenaje y hacia un segundo depósito que

tiene a su vez otras dos salidas una hacia la red de drenaje y la última hacia un acuífero profundo que se considerará pérdida del sistema.

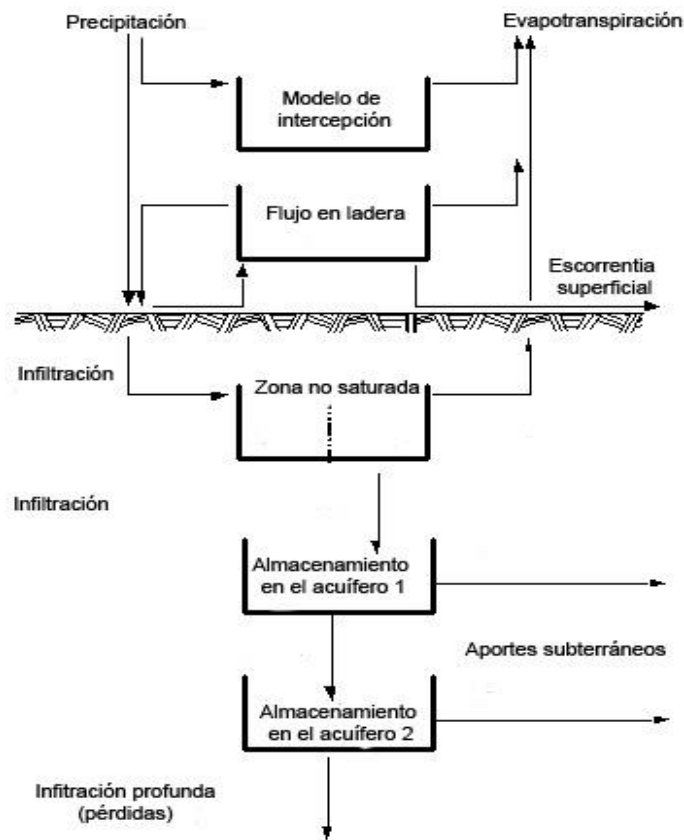


Figura 43; Esquema conceptual del algoritmo utilizado por el modelo de embalse lineal en la simulación de aportaciones subterráneas (Bennett, 1998).

4.3.2 Modelo SWAT

El modelo SWAT es un modelo hidrológico de cuenca desarrollado en Texas por Jeff Arnold para el USDA Agricultural Research Service (ARS), avalado por su amplia aplicación a cuencas de todo el mundo, de características muy diversas, que contempla e integra un número considerable de submodelos que modelan los diferentes procesos hidrológicos. Surge como una evolución de los programas CREAMS (Knisel, 1980) y EPIC (Williams *et al.*, 1984), entre otros, con más de 25 años de experiencia en el cálculo hidrológico, de calidad de aguas y sedimentos.

Básicamente, los submodelos (módulos) que forman parte de SWAT se pueden agrupar en climáticos, hidrológicos, de erosión, de nutrientes, agrícolas y urbanos. El módulo principal, que sirve de sustento a todos los demás, es el hidrológico, lo que significa que cualquier error en su calibración puede invalidar todos los resultados posteriores obtenidos con el resto de módulos.

SWAT es un modelo básicamente unidimensional, de base empírica, cuyos procesos espaciales en planta están promediados según tramos homogéneos de tamaño no condicionado a priori. Cada tramo está definido por un punto en un cauce (outlet) y lo componen todos los píxeles cuya escorrentía superficial alcanza el cauce entre ese punto y el inmediatamente aguas arriba del mismo, es decir, una subcuenca.

En este modelo, el flujo subterráneo es simulado mediante dos acuíferos por cada subcuenca considerada. Un acuífero poco profundo o superficial, libre y no confinado, que contribuye al flujo en el cauce principal de la subcuenca en el que se encuentra. Por otra parte, un acuífero profundo, simulará un acuífero confinado que recibe el agua del acuífero superficial y contribuye al cauce en algún lugar fuera de la subcuenca por lo que se considerará una pérdida del sistema. (Arnold *et al.*, 1993).

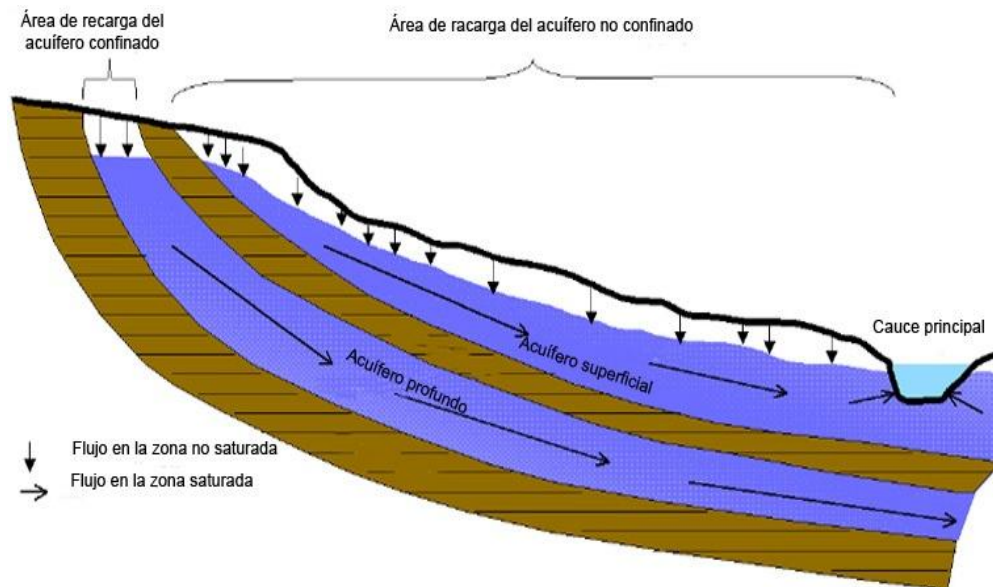


Figura 44; Acuíferos confinados y no confinados utilizados por el modelo SWAT (Traducido de Dingman, 2001).

La ecuación que gobierna el flujo entre el primer acuífero y la red de drenaje es la de un embalse lineal con una sola salida dependiente de un coeficiente de almacenamiento, k , que representa un índice directo de la respuesta del flujo subterráneo ante cambios en la recarga (Smedema y Rycroft, 1983). El modelo asume la recarga al siguiente embalse como un porcentaje que se aplica directamente a la recarga subterránea total del sistema.

Además, el modelo tiene en cuenta los efectos de la evapotranspiración y el bombeo artificial como pérdida de agua en el acuífero superficial.

4.3.3 Modelo SHE

Este modelo pertenece a los modelos de base física y distribuida con un desarrollo muy reciente y cuya utilización es creciente ya que cada vez más existe la necesidad de poseer una herramienta más precisa en el modelado hidrológico.

Es un modelo desarrollado por el Sistema Hidrológico Europeo (Abbot *et al.*, 1987), desarrollado por el Instituto de Hidrología Británico, el Instituto de Hidrología de Dinamarca (DHI) y el SOGREAH (Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques).

El modelo simula el sistema de cuenca resolviendo las ecuaciones diferenciales de flujo y de conservación de masa que constituyen el ciclo hidrológico. Para ello el sistema de cuenca se discretiza en un mallado horizontal, que se utiliza para la integración de las ecuaciones diferenciales y para la asignación de sus parámetros (DHI, 1985).

Se consideran los siguientes procesos hidrológicos; intercepción y evapotranspiración, flujo en canal y sobre el terreno, flujo no saturado, flujo saturado y fusión de nieve.

El modelo incorpora dos alternativas en el estudio del caudal base de la cuenca. En primer lugar, da la oportunidad de resolver numéricamente mediante diferencias finitas la ecuación de flujo subterráneo, para un acuífero heterogéneo. Para ello da la posibilidad de empleo de dos métodos que implementan los algoritmos para la resolución de las ecuaciones diferenciales finitas. Estos métodos, el SOR (Sucessive Overrelaxation Solver) y el PCG (Pre-conditioned Conjugate Gradient Solver) son idénticos a los usados en el modelo MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988), modelo que ha sido comentado en el capítulo 2 de esta tesis y del que se exponen sus bases teóricas en el Anejo 2.

Sin embargo, conscientes de la dificultad en la aplicación de este método a escala de cuenca, ofrece otra alternativa al estudio de las aportaciones subterráneas mediante un modelo simplificado de depósito lineal.

Para ello, considera una serie de depósitos intermedios con dos salidas que simulan el flujo intermedio o caudal lateral. Cada uno de los embalses de esta zona intermedia cuenta con dos salidas. Una salida hacia otro embalse de la zona intermedia para, finalmente descargar hacia la red de drenaje. La otra salida descarga hacia un depósito, o depósitos simples con una sola salida, que simularán las aportaciones en forma de caudal base y descargarán en la red de drenaje.

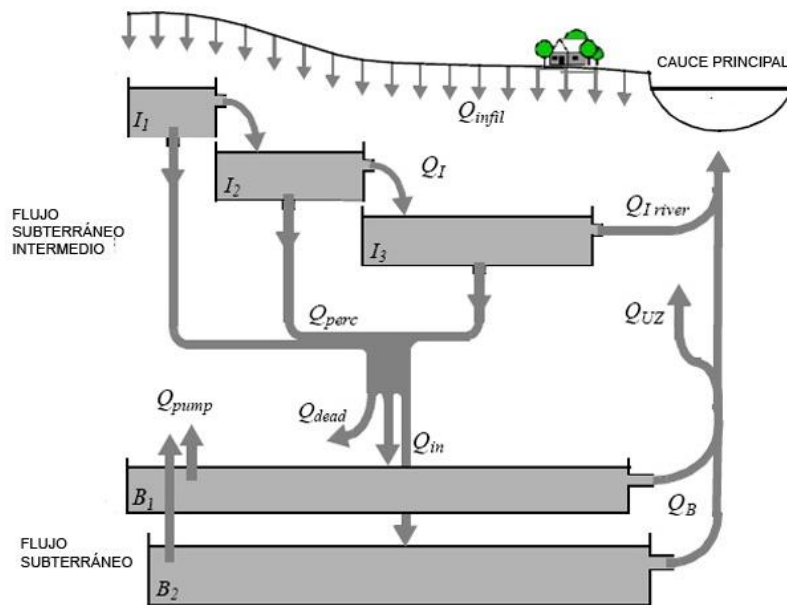


Figura 45; Configuración de modelos de depósito en el modelo SHE (Traducido de DHI, 2005).

El modelo considera también las extracciones por bombeo que se realizan en la zona saturada del suelo.

4.3.4 Modelo TOPMODEL

El modelo TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979), es un modelo físico distribuido que simula los diferentes procesos dentro del ciclo hidrológico (exceso de infiltración, flujo en ladera, infiltración, evapotranspiración,...) basándose en el análisis principal de la topografía de la cuenca. Este modelo simula de manera explícita las interacciones entre sistemas subterráneo y superficial.

Las aportaciones desde el almacenamiento en la zona saturada modelan en este caso a partir de un solo depósito no lineal a partir de la expresión simplificada:

$$q_b = q_0 e^{\left(\frac{S_3}{m}\right)}$$

Donde q_b es el caudal base aportado al canal, S_3 es el almacenamiento en la zona saturada y m es una constante.

En la Figura 46 se observa como se ha considerado el efecto de la evapotranspiración en los sistemas superficial, suelo y subterráneo.

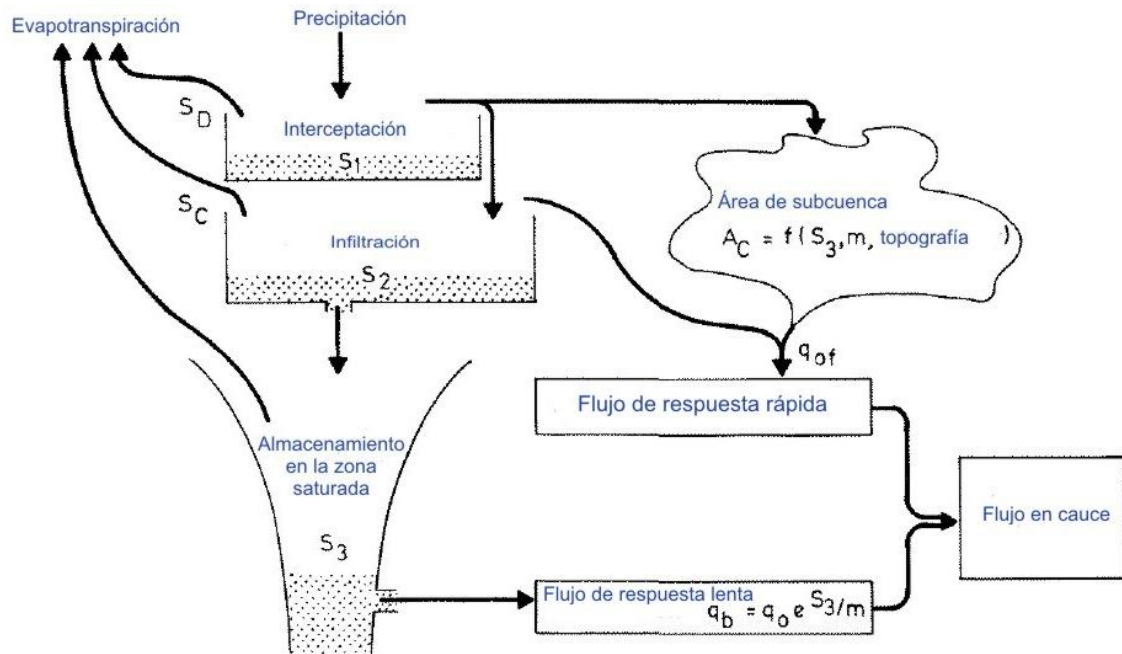


Figura 46; Configuración de modelos de depósito en el modelo TOPMODEL (Traducido de Beven y Kirkby, 1979).

4.4 Propuesta metodológica para el modelado de caudal base

Una vez descritos los conceptos teóricos y las diferentes soluciones adoptadas por algunos modelos hidrológicos en la incorporación de las aportaciones subterráneas, se presenta en este apartado un enfoque metodológico para el estudio de estas aportaciones y la configuración de modelos adaptados a la zona de estudio.

El modelo configurado de aportaciones subterráneas en forma de caudal base, ha de ser genérico, es decir, su integración en el modelo distribuido WiM-Med ha de cumplir las expectativas propias del modelo global, esto es, un enfoque amplio que permita su aplicación en cualquier cuenca de estudio. En este sentido hay que destacar que la cuenca piloto elegida presenta una gran heterogeneidad, contando con un gran número de procesos físicos (fusión de nieve, alta evapotranspiración, procesos erosivos intensos, altos gradientes,...), lo que la convierte en un excelente “laboratorio” en donde estudiar no solo los procesos, sino las interacciones entre ellos.

Desde el punto de vista de las aportaciones subterráneas, esta gran heterogeneidad obliga a simplificar el modelo y a adoptar una metodología que podría ser extrapolada fácilmente a otras cuencas más homogéneas. Por lo tanto, siguiendo los objetivos de esta tesis, se describen los diferentes criterios propuestos para la integración del modelo de aportaciones subterráneas en un modelo distribuido de cuenca.

El enfoque general se basa en tres líneas principales (ver Figura 47); por un lado, el estudio de las características particulares de los acuíferos existentes en la zona desde un marco físico, por otra lado, el estudio de caudales superficiales con el fin de determinar las relaciones almacenamiento-descarga del sistema y un tercer enfoque en donde se tienen en cuenta las actividades antrópicas existentes.

El estudio y caracterización de los acuíferos que componen la cuenca supone una tarea fundamental y previa a la configuración del modelo. En este sentido, el análisis de las características de los materiales es esencial ya que el comportamiento hidrogeológico puede ser muy diverso en la zona de aplicación y pueden presentarse zonas de naturaleza y comportamiento muy diferentes. Cuando la cuenca es la suficientemente grande, es normal la existencia de varios acuíferos con diferentes características y extensión.

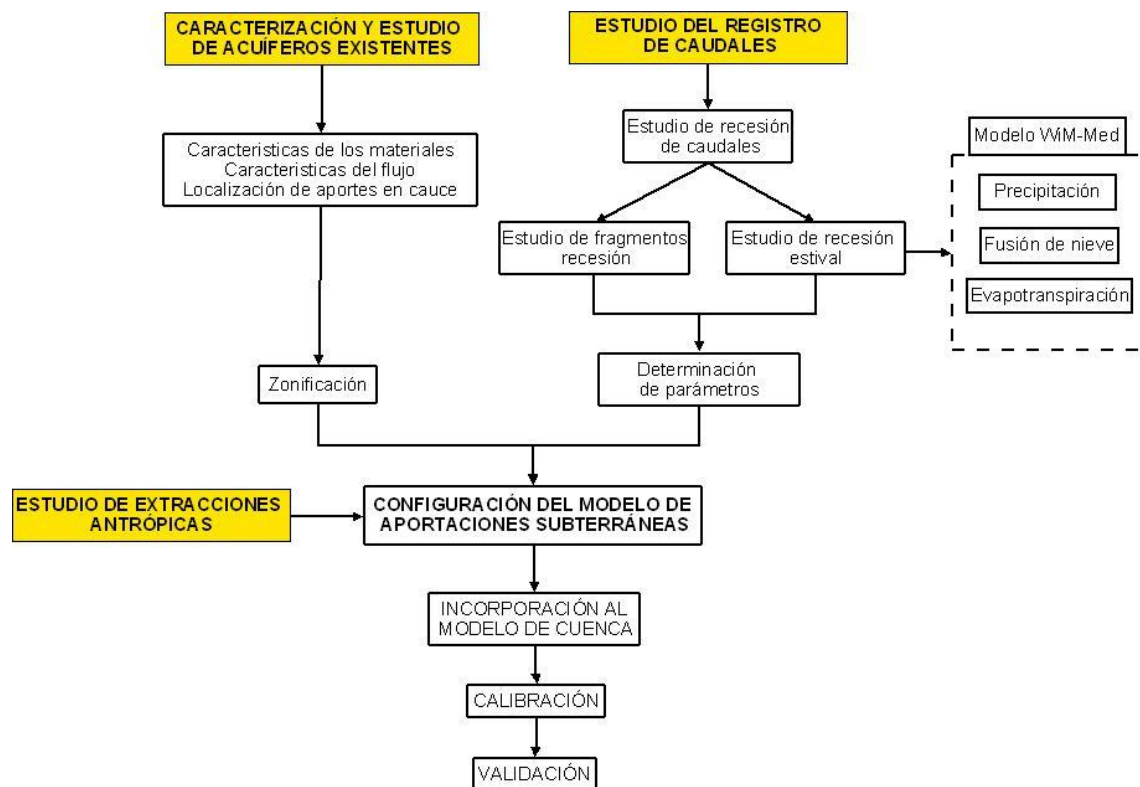


Figura 47; Esquema metodológico general propuesto para la configuración de un modelo agregado de aportes subterráneos.

Además de la determinación y la descripción de las diferentes unidades acuíferas será muy importante la descripción del tipo de flujo asociado a los materiales existentes con el fin de modelar correctamente el tipo de respuesta de los aportes subterráneos, así como la capacidad de almacenamiento del mismo.

Por último, la localización de los puntos de descarga en donde los diferentes acuíferos realizan aportaciones hacia la red de drenaje, permitirá la definición de las zonas homogéneas necesarias para la simulación de las aportaciones subterráneas de manera agregada. El resultado de este análisis será la subdivisión en “Zonas Acuíferas” (ZA) adaptadas a la cuenca de estudio.

De manera paralela y acorde con las características “agregadas” del modelo propuesto, se realiza el estudio de los caudales registrados en las estaciones existentes en la cuenca estudiada con el fin de analizar la relación almacenamiento-descarga del sistema subterráneo. Este estudio se fundamenta el

análisis de recesión de caudales descrito en el capítulo anterior y se plantea desde las dos perspectivas diferenciadas ya expuestas (Figura 48).

Por un lado, el estudio de recesión durante el periodo estival aporta información sobre el almacenamiento profundo y de respuesta lenta del sistema, llegando al agotamiento en el final del estío. Por otro lado, el estudio de fragmentos de recesión que, tras el establecimiento de diferentes relaciones entre los mismos y su corrección, aportan información con respecto al almacenamiento de respuesta lenta, validando los resultados obtenidos en el análisis estival, y de respuesta más rápida correspondiente a aportaciones subterráneas con menor inercia.

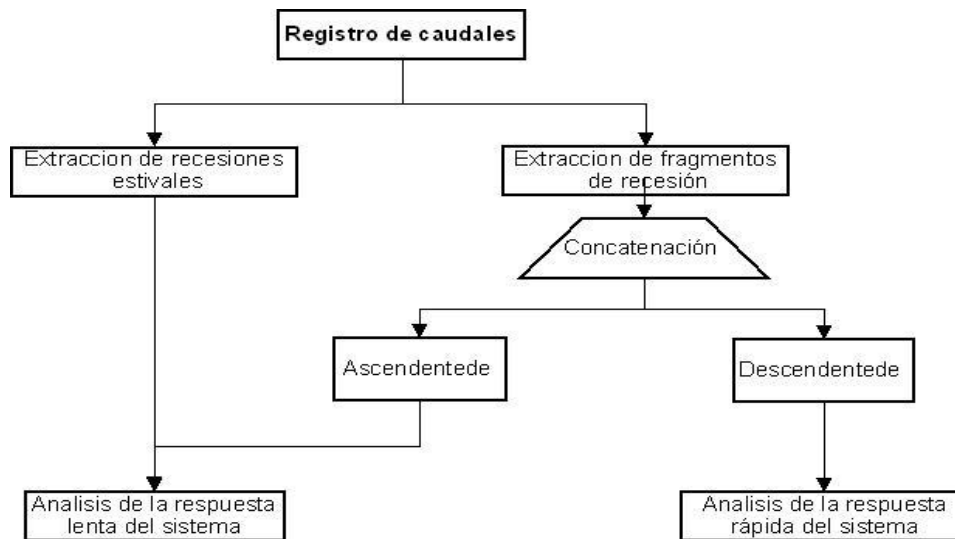


Figura 48; Diferentes metodologías en función del periodo temporal de selección de recesión.

Este análisis es sumamente importante ya que permitirá una mejor configuración de los modelos de depósito propuestos, estudiando la linealidad o no-linealidad del sistema subterráneo y determinando los factores que inciden en este almacenamiento, fundamentalmente, evapotranspiración y fusión de nieve. Por otro lado, a partir de este estudio se acotarán los valores correspondientes a los parámetros que definen la relación entre almacenamiento y descarga. Estos parámetros cambiarán dependiendo de la elección de modelos lineales o no lineales y se corresponderán con aquellos parámetros que representen un sistema ausente de recarga, ya que son las hipótesis de partida asumidas en el estudio de recesión.

Por último, con el fin de modelar los efectos antrópicos ejercidos sobre el almacenamiento subterráneo, se estudiarán las diferentes extracciones realizadas tanto a través de pozos y galerías, es decir, directamente en el almacenamiento subterráneo, como sobre caudales superficiales ya que éstas pueden influir en el volumen total de recursos y en las interacciones entre el almacenamiento subterráneo y la descarga estudiada a partir de caudales superficiales. Este análisis tendrá lugar una vez definidas las zonas acuíferas configuradas para el modelo.

Se exponen a continuación y de manera detallada, las diferentes consideraciones adoptadas en esta metodología.

4.4.1 Determinación de zonas acuíferas

Atendiendo al objetivo fundamental del modelo de aportaciones subterráneas, el cual se centra en la cuantificación y en la distribución en el tiempo de los aportes en forma de caudal base en la red de drenaje, se hace necesaria la subdivisión en unos casos y la agregación en otros, de la extensión de

los acuíferos con el fin de mantener la coherencia entre la dirección del flujo en éstos y su vínculo con la red de drenaje.

Se persigue adaptar de esta manera un modelo distribuido basado en la unidad fundamental o “celda” de una dimensión determinada, a una escala espacial mayor representada por los acuíferos.

Como se ha mencionado anteriormente, la complejidad y la falta de información a escala de cuenca en el entorno mediterráneo, aconseja la simplificación en la adopción de un modelo de aportaciones subterráneas integrado en un modelo distribuido de cuenca. Esta simplificación implica la renuncia al estudio distribuido del medio subterráneo y obliga la adopción de modelos agregados que alteran la naturaleza distribuida del modelo global. Sin embargo, en estudios en donde la información hidrogeológica sea más completa, la naturaleza de los materiales lo permita (medio poroso) y se requiera un mayor grado de precisión en el conocimiento del comportamiento acuífero (direcciones y velocidades de flujo subterráneo, dispersión de contaminantes, intrusión de la cuña salina,...) es posible la utilización de modelos hidrogeológicos más detallados, como se ha explicado en el capítulo 2 de esta tesis, a partir de la información distribuida de recarga aportada por el modelo distribuido WiM-Med.

La integración del modelado de las aportaciones subterráneas se encuentra íntimamente relacionada con las características y la extensión de las unidades hidrogeológicas básicas, los acuíferos. Las características del flujo de éstos son muy diferentes a las del flujo superficial por lo que no necesariamente siguen las direcciones de flujo marcados por el flujo superficial, condicionado por la topografía. De esta manera, la extensión de un acuífero puede pertenecer a una o varias subcuencas y puede contener varias direcciones de flujo que se enlazan con la red de drenaje en puntos alejados entre sí.

Para la determinación de estas zonas acuíferas se proponen tres fases de estudio que permitan configurar la totalidad de la cuenca en donde se aplica el modelo, en áreas de aportaciones subterráneas de características homogéneas. Se expone a continuación este enfoque metodológico diferenciando los tres criterios propuestos este proceso de zonificación.

4.4.1.1 Caracterización y estudio de los acuíferos existentes

El análisis de los distintos acuíferos existentes en la cuenca, resulta imprescindible para un estudio hidrológico completo. Con este fin, es conveniente identificar aquellas unidades acuíferas de suficiente extensión y con cierta importancia en cuanto a sus recursos y reservas, a la hora de estimar el balance hídrico en cada una de las subcuencas que serán simuladas en un modelo integral. Este trabajo ha de partir de la información hidrogeológica existente en trabajos precedentes, en donde los acuíferos son delimitados según su extensión geográfica y sus recursos, es decir, las principales entradas (recargas) y salidas del sistema (descargas).

La delimitación espacial de cada uno de acuíferos y la consideración de aquellas zonas que no presenten interés desde el punto de vista acuífero será igualmente muy importante a la hora de configurar el modelo. También es importante destacar que, en una misma superficie asignada como acuífero, pueden existir en la vertical, diferentes formaciones acuíferas compuestas, por ejemplo, por un acuífero libre, un acuitardo y un acuífero confinado. En general, el intercambio entre agua subterránea y agua superficial se realiza de manera natural a partir de acuíferos libres en donde la interacción río-acuífero es posible, sin embargo, las configuraciones internas de los acuíferos han de tenerse en cuenta a la hora seleccionar propuestas de modelado.

Las entradas se producen comúnmente desde la recarga procedente de la precipitación (llamada precipitación efectiva) aunque según el tipo de acuífero estudiado, ésta puede ser muy diversa, produciéndose a partir de retornos de riego, acuíferos adyacentes, del propio sistema fluvial o de la intrusión de la cuña salina en el acuífero. Este estudio es importante ya que un modelo de base

física solo considerará la infiltración profunda procedente de la zona no saturada del suelo, por lo que cualquier otro tipo de recarga ha de tenerse en cuenta en el proceso de simulación.

De la misma manera, las salidas del sistema pueden ser muy variadas. Aquellas que se producen hacia la red de drenaje son muy importantes en el proceso de configuración de las diferentes zonas acuíferas. Sin embargo, estas descargas pueden producirse también de manera subterránea hacia otros acuíferos, hacia el mar o en forma de extracciones antrópicas (principalmente pozos, sondeos y galerías). Estas descargas han de ser tenidas en cuenta en la configuración del modelo.

Esta información es importante ya que permitirá cotejar los datos ofrecidos por el modelo con los recursos estimados para los diferentes acuíferos.

4.4.1.2 Tipos de flujo

Como se ha descrito, los acuíferos pueden presentar una clara diferencia en cuanto a las características de almacenamiento y el tipo de flujo que gobierna el movimiento de agua en el suelo, imprescindible para que un acuífero sea considerado como tal. Este flujo se encuentra relacionado fundamentalmente con las características de los materiales que forman el acuífero. De manera general, podemos encontrar dos grandes grupos de formaciones geológicas que condicionan de manera muy diferente el flujo que en ellos se desarrolla.

Por una parte aquellas formaciones consideradas como medios porosos, como por ejemplo los depósitos detríticos, en los que se desarrolla el flujo clásico estudiado en hidrogeología y para el cual se han desarrollado las ecuaciones de flujo subterráneo descritas en el capítulo 2. Por otra parte, y asociadas a zonas de montaña, encontramos formaciones geológicas que forman entornos fracturados a través de los cuales pueden circular volúmenes importantes de agua. Este es el caso de los conductos de disolución en entornos kársticos dentro de macizos calcáreos o los materiales metamórficos con un grado de fracturación elevado, por poner algunos ejemplos.

En este último caso, cuando el flujo se desarrolla a través de fracturas en entornos montañosos, el condicionante principal del flujo suele ser topográfico y el almacenamiento subterráneo menos importante.

4.4.1.3 Relación entre acuíferos y red de drenaje

En el criterio de determinación de zonas acuíferas, se ha tenido en cuenta la relación existente entre los diferentes acuíferos y la red de drenaje, determinando los puntos de salida hacia la red hidrográfica. Esta descarga puede producirse en forma visible a través de diversas surgencias o de forma oculta, descargando directamente en el subálveo de los ríos.

Esta relación tiene especial importancia debido al carácter agregado del modelo que se plantea y las características del flujo subterráneo, en donde puede ocurrir que la descarga del acuífero se pueda producir lejos del punto de recarga e incluso fuera de los límites de la cuenca. En este último caso, la recarga procedente del suelo calculada por el modelo debe considerarse pérdida del sistema. En este estudio se determinan las relaciones entre río y acuífero con el fin de localizar los puntos de conexión o de desagüe de las aportaciones subterráneas con el río estudiado de manera que, cada zona acuífera determinada, tenga una sola conexión con la red de drenaje.

Por otra parte, la determinación de la relación almacenamiento-descarga es esencial para la el proceso de calibración y validación del modelo de manera que sea posible asociar los parámetros planteados, a zonas acuíferas con características de almacenamiento, materiales y flujo homogéneas, por lo que siempre resultará interesante el vínculo entre la zona acuífera y las diferentes estaciones de medida ya sean de caudales superficiales o de manantiales.

4.4.2 Estudio de caudales superficiales

Como se ha descrito, esta línea metodológica va encaminada a estudiar la relación entre almacenamiento y descarga de forma indirecta, a través de caudales superficiales.

El estudio de esta relación parte del análisis de las curvas de recesión suponiendo la recarga despreciable desde dos perspectivas diferentes como se ha expuesto en el capítulo 3; estudiando las curvas de recesión durante la época estival y analizando los fragmentos de recesión de manera conjunta.

En zonas en la que no se cuenta con medidas de caudal relacionadas con zonas acuíferas homogéneas se podría optar por el estudio de caudales diferenciales en el caso de conocer puntos concretos de aportaciones subterráneas. Este es el caso del acuífero de Lújar, en donde se conocen las zonas de aportes subterráneo situadas entre Tablones y el manantial de Catillejo (ver Anejo 1) y en donde la empresa Ingemisa ya realizara estudios de caudales diferenciales para caracterizar estas aportaciones.

Otra alternativa en la caracterización de zonas acuíferas en donde no sea posible el estudio a partir del agotamiento de caudales podría relacionarse con la monitorización de manantiales importantes que permitan estimar las características del almacenamiento de éstos. De nuevo, el acuífero de Lújar, en su vertiente occidental podría estudiarse a través del manantial de Velez de Benaudalla de manera continua.

4.4.3 Estudio de las actuaciones antrópicas

El estudio de las diferentes extracciones que alteran el almacenamiento subterráneo puede ser muy importante ya que puede condicionar no solo los resultados correspondientes al volumen simulado por el modelo de aportaciones subterráneas, sino los resultados correspondientes al estudio de la relación almacenamiento-descarga.

En su incorporación al modelo, han de estudiarse periodos de explotación medios anuales a partir de la información de cada zona acuífera.

4.5 Integración del caudal base en el modelo WiM-Med

En este apartado seguirá la metodología propuesta anteriormente para la configuración del modelo de aportaciones subterráneas que se sumará a los procesos integrados en un modelo físico distribuido de cuenca.

Siguiendo la metodología propuesta se aplican los pasos seguidos en la configuración del modelo de aportaciones subterráneas adaptado a la zona de estudio.

En primer lugar, la caracterización y estudio de acuíferos existentes de manera que sea posible la determinación de zonas acuíferas homogéneas de fácil incorporación en el modelo WiM-Med. Paralelamente se han estudiado las series de caudales con el fin de determinar las relaciones entre el almacenamiento y la descarga cuyo proceso y resultados se han desarrollado en el capítulo 3 de este documento.

De este estudio preliminar obtendremos como resultado una configuración de modelos de depósitos particularizada para la zona de estudio cuyas ecuaciones de estado pueden ser

implementadas en el modelo global, a partir del cual se realice un proceso de calibración y validación del mismo.

4.6 Zonificación

Como se ha explicado, la naturaleza agregada del modelo de aportaciones subterráneas integrado, en el modelo global, obliga a la determinación de zonas homogéneas desde el punto de vista hidrogeológico caracterizando los diferentes acuíferos existentes, su relación con la red de drenaje y el tipo de materiales que lo forman. La gran heterogeneidad de los materiales de la cuenca, en donde coexisten hasta 12 unidades hidrogeológicas distintas, obliga a adoptar diferentes criterios a la hora de seleccionar las zonas acuíferas a integrar en el modelo. Estos criterios de selección se describen en los apartados siguientes siguiendo la propuesta metodológica expuesta en el capítulo anterior.

4.6.1 Estudio de acuíferos existentes

Se ha realizado una descripción y un análisis de las principales características de los acuíferos existentes en la cuenca. Este estudio se presenta en el Anejo 1 de esta tesis. En primer lugar, se ha procedido a la identificación de los límites de las diferentes unidades acuíferas existentes en la zona de estudio a partir de las consideraciones realizadas por diferentes autores en estudios previos fundamentalmente Al Alwani (1997). Estos estudios dividen en 12 unidades hidrogeológicas diferenciadas principalmente por el tipo de materiales en los que se encuentran, distinguiendo tres tipos de materiales muy diferenciados; Materiales metapelíticos pertenecientes al macizo de Sierra Nevada, materiales alpujárrides y materiales pertenecientes al neógeno-cuaternario.

Los materiales de Sierra Nevada, considerados en antaño de escaso interés acuífero, presentan un flujo y unas características de almacenamiento muy particulares a través de las fracturas y sus franjas de derrubios existentes en estos materiales, originalmente impermeables. Esta fracturación da a este acuífero una cierta permeabilidad que se traduce en multitud de aportaciones localizados en la zona de alteración y por los cuales pueden circular volúmenes importantes de agua (Castillo, 1993). A diferencia de éstos, los materiales alpujárrides presentes en la cuenca se forman por materiales mucho más permeables y con mayor capacidad de almacenamiento estando compuestos por materiales carbonatados con multitud de fisuras y procesos de disolución que permiten su comportamiento acuífero (Pulido, 1979) y por materiales impermeables, filitas en casi todos los casos, en la base que condicionan las surgencias de agua entre ambos conjuntos. Por último, los materiales neógeno-cuaternarios con una gran representación a lo largo de todo el cauce del río Guadalfeo y en la zona costera y de gran importancia en la interacción río-acuífero. La permeabilidad de estos materiales se encuentra condicionada por la fracción de gravas y arenas existente siendo en general bastante permeables.

A partir de la identificación de estos materiales se han identificado limitando espacialmente su ocupación 12 unidades acuíferas diferenciadas; acuífero de Sierra Nevada, acuíferos calizodolomíticos del borde S y SW de Sierra Nevada (Sierra del Padul, y dispersiones carbonatadas de Padul y Cádiar), Sierra de Lújar, Sierra de Escalate, Sierras de las Guájaras y del Chaparral, Sierra de Albuñuelas, conglomerados en Cádiar y Órgiva, y los acuíferos en materiales neógeno-cuaternarios (depresión de Padul y Motril-Salobreña).

4.6.2 Relación entre acuíferos y la red de drenaje

Los acuíferos estudiados y caracterizados en la cuenca han sido analizados desde el punto de su relación con los aportes superficiales. Para ello se han tenido en cuenta las diferentes estaciones de aforos existentes en el cauce ya que sus registros permiten determinar las características de almacenamiento cuando los puntos de cierre comprenden zonas de propiedades acuíferas homogéneas.

En toda la cuenca la mayoría de los acuíferos presentes tienen una relación muy directa y cercana con la red de drenaje determinando un flujo subterráneo de marcado carácter local. Esto va acorde con las características de flujo subsuperficial y topográfico que mantienen muchos de los materiales fracturados y con cierto grado de karstificación que la forman. Tan solo tres de los acuíferos presentes, cuentan con un flujo subterráneo que traspasa los límites de la cuenca aportando caudales fuera de ella. Estos acuíferos son el acuífero de Lújar, el acuífero de Albuñuelas y el acuífero de Motril-Salobreña.

Las aportaciones exteriores tanto del acuífero de Lújar como el acuífero de la Sierra de Albuñuelas pueden considerarse despreciables en relación al volumen total infiltrado y las aportaciones que se realizan dentro de la cuenca. El acuífero de Motril-Salobreña es un caso particular ya que se trata de un acuífero costero en donde la mayor parte de la superficie se encuentra fuera de la cuenca actuando el río Guadalfeo como principal elemento de recarga y distribuyéndose ésta a lo largo de todo el acuífero. Las aportaciones de este acuífero hacia el río son prácticamente nulas descargando principalmente hacia el mar.

En la tabla 9 se presentan los puntos seleccionados de unión de cada una de las zonas acuíferas con el cauce del río Guadalfeo. Se ha de destacar que esta relación se ha simplificado hacia el cauce principal del río Guadalfeo por lo que las aportaciones en estos puntos se han de considerar como situaciones medias de todas las aportaciones que se sitúan aguas arriba del punto de cierre de la zona acuífera.

4.6.3 Tipos de materiales

Como se expone en el Anejo 1 de esta tesis se desarrolla el estudio de los diferentes acuíferos presente en esta zona de estudio. Se analiza también en dicho Anejo los tres grandes grupos de materiales que diferencian el comportamiento hidrogeológico del flujo subsuperficial y, por lo tanto, han de ser tenidos en cuenta a la hora de la configuración del modelo de aportaciones subterráneas.

Desde el punto de vista del almacenamiento, de manera general, dos grandes grupos; los materiales fracturados, con escasa capacidad de almacenamiento, y los materiales carbonatados o detríticos neógenos cuaternarios. Esta consideración se debe a un comportamiento muy diferente en las características del flujo subterráneo y las capacidades de almacenamiento, lo que se traduce en la configuración de dos modelos de depósito diferentes para cada uno de los casos.

Por lo tanto, en una zona acuífera no coincidirán nunca materiales pertenecientes a estos dos modelos ya que son simulados de manera diferente.

4.6.4 Zonas acuíferas seleccionadas

En función del estudio realizado, se ha procedido a la determinación de las diferentes zonas acuíferas que se integrarán de forma agregada en el modelo. En la tabla 9 se exponen las 16 zonas

seleccionadas, los acuíferos que cada una de ellas incluye y el identificativo del punto de desagüe que enlaza a cada una de estas zonas con el cauce principal del río Guadalfeo.

La zona acuífera 11 se corresponde con la subcuenca del embalse de Béznar. En una primera aproximación, se ha descartado la consideración en esta zona, en la que se engloba diferentes acuíferos, con el fin de simplificar el modelo teniendo en cuenta que las aportaciones al Guadalfeo desde el Ízbor, cauce principal de esta subcuenca, se encuentran reguladas por el embalse de Béznar.

En las figuras 45 y 46, se muestran la distribución espacial de cada una de estas zonas así como los puntos de desagüe asignados y los acuíferos existentes.

Cada una de estas zonas tendrá un punto de unión con el río Guadalfeo correspondiente a la conexión de la zona acuífera con el río. Estos puntos se han situado a partir de los diferentes estudios que detallan los tramos de pérdidas o ganancias del río Guadalfeo y su relación con los acuíferos.

Tabla 9; Zonas acuíferas seleccionadas para el modelo

Zona acuífera	Acuíferos existentes	Id. Del punto de desagüe
1	Acuífero de Sierra Nevada	1
2	Acuífero de Sierra Nevada	2
3	Dispersión carbonatada de Cádiar, Conglomerados de Cádiar	3
4	Acuífero de Sierra Nevada	4-5
5	Acuífero de Sierra Nevada	4-5
6	Acuífero de Lújar	6
7	Acuífero de Sierra Nevada	7
8	Conglomerados de Órgiva	8
9	Acuífero de Lújar	9-10
10	Acuífero de Sierra Nevada	9-10
11	Acuífero de las Sierras de Albuñuelas, Sierra de Padul y Sierra Nevada	11
12	Acuífero de Lújar	12
13	Dispersión carbonatada de Padul-la Peza	13
14	Acuífero de las Sierras de Albuñuelas, Chaparral y los Güájares	14
15	Acuífero de Escalate	15
16	Acuífero detrítico de Motril-Salobreña	16

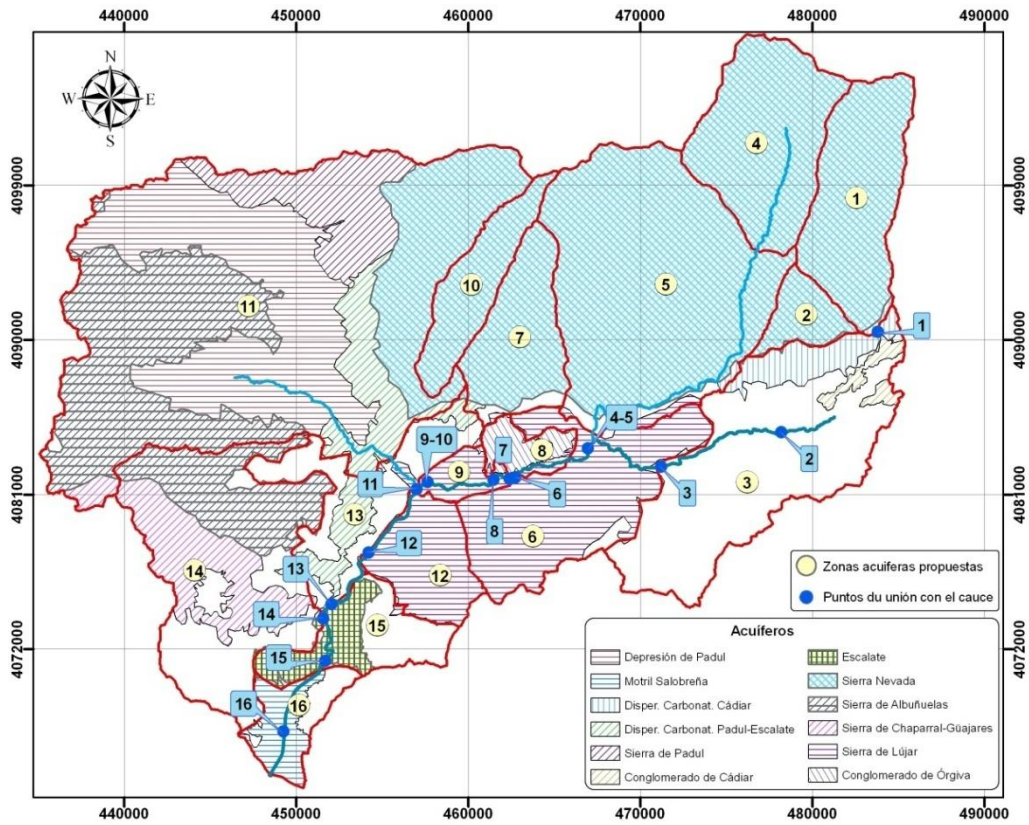


Figura 49; Distribución de las diferentes unidades hidrogeológicas y las zonas acuíferas propuestas para el modelo de flujo subterráneo de la cuenca del río Guadalfeo

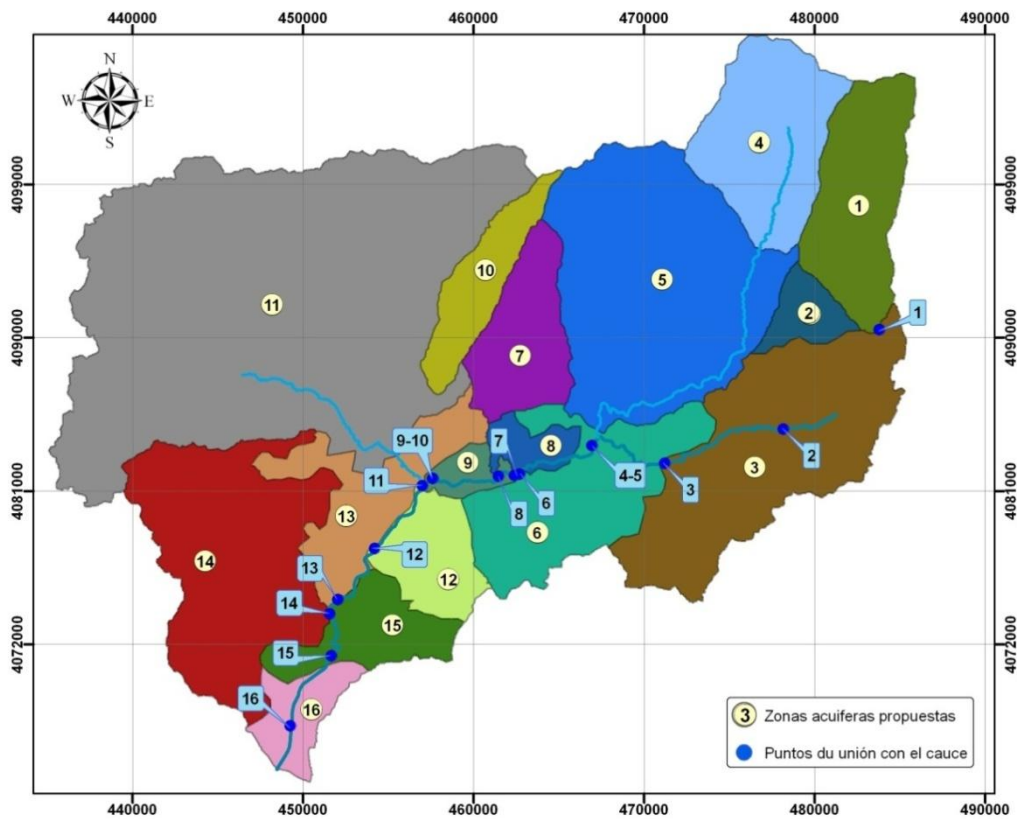


Figura 50; Distribución de las zonas acuíferas adoptadas en el modelo.

4.7 Estudio de la relación almacenamiento-descarga

Como se ha descrito, el análisis de recesión de caudales superficiales es una herramienta muy útil a la hora de caracterizar las zonas acuíferas de las cuencas. Esta metodología requiere, sin embargo, datos de caudales que permitan relacionar el almacenamiento de sistemas subterráneos homogéneos con medidas de caudales correspondientes a esas zonas.

En la cuenca del río Guadalfeo, la existencia de estaciones de aforo en las zonas de cabecera se encuentran relacionadas con materiales geológicos homogéneos con características acuíferas, lo que permitió en el capítulo 3 el estudio en estas zonas.

Aguas abajo sin embargo, se unen aportes al cauce principal correspondientes a zonas acuíferas de características diferentes a las anteriores por lo que el estudio de recesión no puede relacionarse con zonas acuíferas homogéneas. Una alternativa podría ser la realización de estudios de caudales diferenciales en zonas en donde las aportaciones de acuíferos son conocidas. Este es el caso del acuífero de Lújar, cuyas aportaciones podrían ser evaluadas, como ya hizo una vez la empresa Ingemisa (Cardenal, 1993). De esta manera se caracterizaría la zona acuífera 6.

Por otro lado, la monitorización de los manantiales más importantes, como los de Vélez de Benaudalla podrían aportar información en la relación almacenamiento-descarga de la zona acuífera 12 propuesta.

Con el fin de modelar la relación entre el almacenamiento y descarga de los acuíferos a partir de la información aportada por las curvas de recesión, la utilización de algoritmos basados en depósitos lineales simples es utilizada comúnmente en ingeniería hidrológica y en estudios de investigación encaminados a la separación del caudal base. Sin embargo, y tal como se ha explicado en capítulos anteriores, puede ser erróneo considerar que la relación natural de esta relación entre almacenamiento y descarga sea verdaderamente lineal. (Prasad, 1967; Wittenberg, 1994; Moore, 1999; Wittenberg, 1999). Sin embargo, Chapman (1999) afirmó que para aquellas recesiones de duración de más de 10 días, la asunción de modelo lineal puede considerarse como una buena aproximación.

4.8 Configuración del modelo

Como se ha expuesto en este capítulo, los modelos conceptuales de embalse o de depósito, han sido empleado por muchos modelos de simulación a escala de cuenca en los que se incluyen las aportaciones subterráneas. Básicamente, estos modelos suponen que los acuíferos se comportan como depósitos que retienen temporalmente el agua que entra en ellos. En función de la complejidad de los procesos de infiltración y de la consideración de diferentes unidades acuíferas en el subsuelo, la relación entre estos depósitos puede ser más o menos compleja.

En su incorporación, la aportación subterránea tendrá en cuenta todas las celdas del modelo global de cuenca designadas como zonas acuíferas para cada paso de tiempo “ t ”, que para el caso de aguas subterráneas será el día ($\Delta t = 1$ día). Cada una de estas zonas funciona de manera agregada aportando agua en función de su almacenamiento al punto de conexión directa con el cauce principal.

Las aportaciones subterráneas en los puntos de desagüe considerarán tanto las descargas visibles del acuífero, es decir, los manantiales y todo tipo de surgencias, como las descargas subterráneas “ocultas”, aquellas que se producen directamente en el subálveo del río incrementando su caudal.

Se trata por tanto de un modelo agregado, dividido en diferentes unidades o “zonas acuíferas” que incluye multitud de elementos, “celdas”, del modelo global de cuenca aunque recibe una entrada distribuida (recarga por infiltración profunda). La posibilidad de combinar modelos agregados y distribuidos (modelos semidistribuidos) en el modelo global presenta ventajas ya que permite la evaluación del balance de agua en cuencas no calibradas pero que cuentan con información distribuida de las diferentes variables de estado y parámetros superficiales. Además son capaces de predecir las variaciones de los efectos hidrológicos ante cambios en la superficie de la cuenca. No obstante, supone la renuncia al conocimiento distribuido del flujo subterráneo de los diferentes acuíferos.

En este esquema simplificado no existe la posibilidad de simular las condiciones de recarga del acuífero por parte del cauce, sin embargo si es posible el modelado de la desconexión río-acuífero mediante la adopción de umbrales a partir de los cuales la descarga en el río cesa. Las zonas en donde existan desconexiones del acuífero con respecto al río y se produzca la recarga desde el río, han de ser consideradas en el modelo de cauce perteneciente al modelo global.

Con el fin de ajustar el modelo a la variabilidad de una cuenca, se han adoptado configuraciones en donde las relaciones entre estos depósitos se combinan de manera diferente, ajustándose a características geológicas diversas.

En este trabajo, se ha considerado necesario subdividir dos configuraciones fundamentales. Una configuración para aquellos materiales de montaña en donde el flujo subterráneo se desarrolla en materiales fracturados con características muy particulares de circulación y de almacenamiento y otra, correspondiente a aquellas zonas de materiales porosos o detríticos en donde el almacenamiento es generalmente mayor y las condiciones de flujo son marcadamente diferentes. Cada una de esta tipología de acuíferos será simulada mediante dos depósitos lineales en serie.

La recarga procedente del suelo (q_{info}), entra en un primer depósito que la transmitirá al primer depósito de almacenamiento subterráneo correspondiente a la respuesta rápida. Este depósito, sin aportaciones al cauce, tiene el fin de modelar el tiempo de retardo de la infiltración desde la zona no saturada que se encuentra entre el suelo y la zona saturada de los acuíferos y estará configurado como un depósito lineal cuya constante de almacenamiento, k_0 , ha de ser determinada en el proceso de calibración del modelo atendiendo a la respuesta del sistema estudiado.

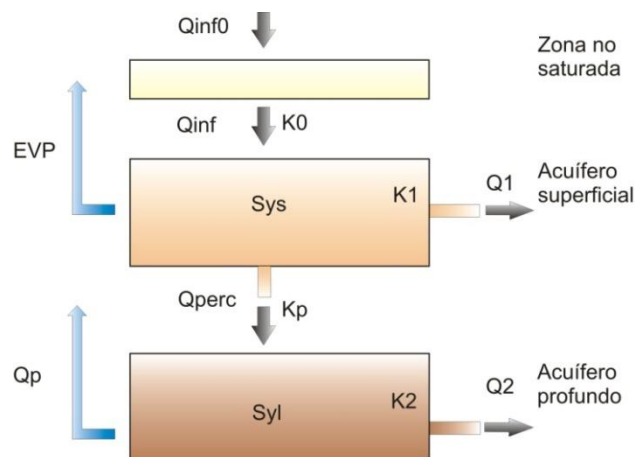


Figura 51; Modelo conceptual de depósito planteado para la simulación de las aportaciones subterráneas.

Una vez modelado este tiempo de retardo en la recarga ésta llega al primer depósito correspondiente a la respuesta rápida del sistema (q_{inf}). Se tratará de un depósito de dos salidas; una correspondiente a la respuesta rápida del almacenamiento subterráneo hacia la red de drenaje (q_1) y otra que pasará a recargar un segundo depósito encargado de modelar la respuesta lenta (q_{perc}).

La respuesta rápida del sistema tendrá un umbral a partir del cual se dejan de realizar aportaciones hacia la red de drenaje. A partir de este momento, todas las aportaciones del almacenamiento subterráneo se realizan como respuesta lenta. Este valor umbral ha de ser calibrado para cada zona acuífera seleccionada pudiendo ser cero para la configuración de materiales fracturados en donde, en caso de existir recarga del sistema subterráneo, siempre se detecta un tipo de respuesta rápida. No obstante, en otros sistemas en donde la permeabilidad del sistema fracturado es muy alta (sistemas kársticos desarrollados, sistemas de fracturación profunda,...), este umbral puede hacerse muy alto, de manera que la recarga pasaría directamente al acuífero profundo de respuesta lenta.

El segundo depósito, un depósito lineal de una sola salida, realiza aportaciones hacia la red de drenaje (q_2), y representa la respuesta lenta del sistema. Del mismo modo que el depósito de respuesta rápida, cuenta con un valor umbral a partir del cual las aportaciones del sistema subterráneo cesan. Este almacenamiento se corresponde con aquellas zonas en las que puede producirse una diferencia de nivel entre el río y el acuífero quedándose éste descolgado del río. Este almacenamiento será evacuado del depósito mediante evapotranspiración o extracción de pozos. La constante de almacenamiento de este segundo depósito (k_2) puede ser calibrada a partir del estudio de curvas de recesión bajo hipótesis de ausencia de recarga.

En la Figura 52 se puede observar un esquema simplificado de los modelos de depósito propuestos para la simulación de las aportaciones subterráneas de la cuenca.

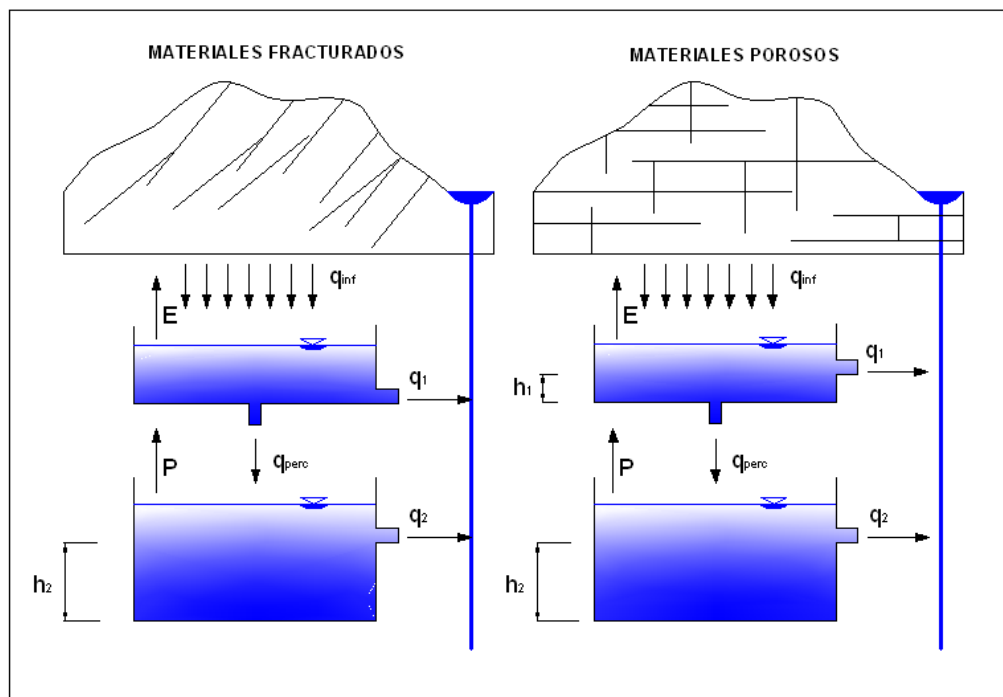


Figura 52; Esquema conceptual del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo

La Figura 53 muestra el diagrama de flujo adoptado en la simulación de las aportaciones subterráneas. El modelo comienza con la lectura del mapa general de la cuenca identificando las diferentes zonas acuíferas designadas. Posteriormente realiza la identificación de las propiedades de la zona acuífera, con los diferentes parámetros que lo caracterizan determinando el tipo de modelo que se le aplica (zonas fracturadas de montaña o zonas carbonatadas y detríticas). Se pasa posteriormente al ciclo diario en donde se realiza el cálculo de las entradas por infiltración profunda que se producen desde la franja del suelo, entrando en la zona no saturada (ZNS), simulada a través del depósito lineal de retardo de la respuesta en la zona no saturada, hasta la zona saturada (ZS),

simulada por los depósitos de respuesta rápida y lenta. Este cálculo se realiza por celdas para, posteriormente, realizar la suma correspondiente a toda la zona acuífera en incrementos de tiempo de un día.

Una vez finalizado este proceso de cálculo, el modelo realiza el balance de masas a partir de las entradas correspondientes a los depósitos del modelo que simularán los efectos de aportes hacia la red de drenaje desde la zona saturada. Una vez terminado este proceso, el modelo calcula las aportaciones en forma de caudal base en el punto de desagüe en el cauce considerando el área que corresponde a cada zona acuífera.

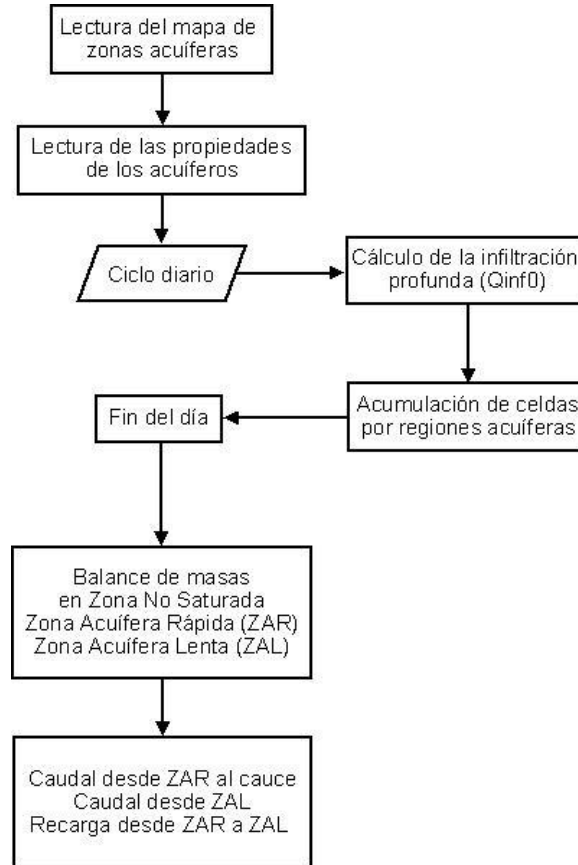


Figura 53; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo.

4.8.1 Ecuaciones de estado

Las ecuaciones que rigen el comportamiento del depósito lineal, parten de relación lineal existente entre el almacenamiento S (L^3) y el caudal de salida, Q (L^3/T), a través de una constante de almacenamiento k (T) (Barnes B.S., 1939):

$$S = k \cdot Q$$

Esta expresión puede escribirse en función del área A considerada para el embalse quedando de la siguiente; $h = k \cdot q$, siendo, h la altura que rige el almacenamiento del embalse lineal, k el coeficiente de almacenamiento, y q (L/T) el caudal específico de desagüe. El caudal saliente q que se manifiesta a partir de un determinado nivel umbral, viene dado por la expresión:

$$q = \frac{(h - h_{umb})}{k}$$

Siendo k la constante de almacenamiento correspondiente a este aporte (T), h la altura de agua existente en el embalse y h_{umb} , la altura umbral a partir de la cual existe el flujo q . Para el caso de acuíferos superficiales en las zonas fracturadas de montaña, se considerará que este umbral $h_{umb} = 0$, ya que siempre que exista un volumen de agua en esta zona acuífera existirá, del mismo modo, un aporte de éste hacia la red de drenaje. Por lo tanto, para estas zonas, la expresión quedará de la forma:

$$q = \frac{h}{k}$$

Por otro lado, el balance de masas viene dado por la expresión

$$\sum Q = \frac{dh}{dt} S_s \Delta V$$

Siendo $\sum Q$ balance de caudales en el depósito, dh/dt variación del nivel en el depósito en el intervalo de tiempo dt (L/T), S_s es el coeficiente de almacenamiento específico del medio (L⁻¹), y ΔV es el volumen del depósito (L³).

Al expresar esta ecuación usando caudales específicos, resulta:

$$\sum \frac{Q}{A} = \frac{dh}{dt} S_s \frac{\Delta V}{\Delta A} \Rightarrow \sum q = \frac{dh}{dt} S_s \Delta h \quad (\text{E. 4.8-1})$$

Siendo A , el área de la zona simulada.

Definiendo el almacenamiento específico S_s y el rendimiento específico, S_y como:

$$S_s = \frac{\Delta V_w}{\Delta V_T \cdot \Delta h}$$

Donde:

$$S_y = \frac{\Delta V_w}{V_T}$$

ΔV_w , volumen desaguado

ΔV_T , volumen total

Δh , nivel de agua saturada

Deducimos la expresión:

$$S_s = \frac{S_y}{\Delta h}$$

que sustituyendo en la ecuación de continuidad anterior, resulta:

$$\sum q = \frac{dh}{dt} S_y \quad (\text{E. 4.8-2})$$

que es la ecuación de continuidad en función del rendimiento específico.

4.8.1.1.1 Recarga desde la zona no saturada

Como se ha explicado, el primer depósito correspondiente a la transición entre la zona no saturada del suelo y la zona saturada se ha configurado como un depósito simple, es decir, con una sola salida. Las variaciones del nivel en este depósito vienen dadas por la expresión:

$$h_{ZNS(t+dt)} = h_{ZNS(t)} \cdot e^{-\frac{dt}{k_0}} + k_2 q_{inf0} \cdot \left(1 - e^{-\frac{dt}{k_0}}\right) \quad (\text{E. 4.8-3})$$

Donde k_0 es el coeficiente de almacenamiento específico correspondiente al depósito que simula el paso por la zona no saturada hasta la profunda, q_{inf0} es el caudal infiltrado desde el suelo. Partiendo de la ecuación de continuidad, el flujo saliente vendrá dado por la expresión:

$$q_{inf0} - q_{inf} = \frac{dh}{dt} \Rightarrow q_{inf} = \left(\frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} + q_{inf0}\right) \quad (\text{E. 4.8-4})$$

Donde q_{inf} representa el caudal de percolación hacia la zona saturada.

4.8.1.1.2 Respuesta rápida del acuífero

El primer depósito simula la respuesta rápida del sistema correspondiente a la zona saturada del suelo. Al tratarse de un depósito con dos salidas, una correspondiente a la descarga en la red de drenaje y otra que descargará en el acuífero profundo de respuesta lenta, la formulación se basa en los conceptos de embalse lineal con dos salidas explicados en el capítulo 3. Se desarrollará por tanto la formulación matemática del modelo, para el embalse de respuesta rápida correspondiente a los acuíferos carbonatados, en donde existe un umbral, h_{umbR} , siendo exactamente el mismo que para los acuíferos en medios fracturados, en donde no existe este umbral ($h_{umbR}=0$).

Los componentes del balance hídrico en el depósito son los siguientes:

q_{inf} = es el caudal específico entrante procedente de la recarga desde la zona no saturada (L/T)

q_{perc} = caudal específico de infiltración hacia el depósito de respuesta lenta (L/T)

q_1 = caudal específico de respuesta rápida aportado al cauce (L/T)

S_{yr} = rendimiento específico del depósito de respuesta rápida (-)

El caudal saliente q_1 se manifiesta a partir de un determinado nivel umbral y viene dado por la expresión:

$$q_1 = \frac{(h - h_{umbR})}{k_1}$$

Las ecuaciones de un depósito lineal de dos salidas (desarrolladas en capítulo 3) pueden expresarse en función de los caudales específicos ($q = Q/A$), y teniendo en cuenta que $q_1 = h/k_1$ y que $q_{perc} = h/k_p$ resulta la ecuación:

$$h_{(t+dt)} = h_{(t)} \cdot e^{-\frac{(k_1+k_p)dt}{k_1 k_p S_{yr}}} + \frac{k_1 k_p}{k_p + k_1} \left(q_{inf} + \frac{h_{umbR}}{k_1}\right) \cdot \left(1 - e^{-\frac{(k_1+k_p)dt}{k_1 k_p S_{yr}}}\right) \quad (\text{E. 4.8-5})$$

Expresión que indica el nivel en cada instante de tiempo de un depósito lineal con dos salidas (L). A partir de de estos cambios en el nivel del depósito, podremos calcular las cantidades desaguadas para cada intervalo de tiempo dt . A partir de la expresión de continuidad:

$$q_{inf} - q_1 - q_{perc} = \frac{dh}{dt} S_{yr} \Rightarrow q_{inf} - q_1 - q_{perc} = \frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} S_{yr} \quad (\text{E. 4.8-6})$$

y de la expresión anterior tenemos que:

$$q_1 = \frac{k_p}{k_p + k_1} \left(\frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} S_{yr} + q_{inf} - \frac{h_{umbR}}{k_2} \right) \quad (E. 4.8-7)$$

$$q_{perc} = \frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} S_{yr} + q_{inf} - q_1 \quad (E. 4.8-8)$$

Ecuaciones que definen el flujo saliente del depósito con dos salidas. En el caso de no existir un umbral, como se ha adoptado para la simulación de acuíferos en materiales fracturados de montaña, la expresión para la salida hacia la red de drenaje viene dada por la expresión:

$$q_1 = \frac{k_p}{k_p + k_1} \left(\frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} S_{yr} + q_{inf} \right)$$

Cuando el nivel descienda por debajo del umbral, el embalse se comportará como un embalse lineal con una sola salida en cuyo caso ha de tomarse la expresión:

$$h_{(t+dt)} = h_{(t)} \cdot e^{\frac{-dt}{k_p S_{yr}}} + k_p q_{inf} \cdot \left(1 - e^{\frac{-dt}{k_p S_{yr}}} \right) \quad (E. 4.8-9)$$

4.8.1.1.3 Respuesta lenta del acuífero

Como se ha explicado, el segundo depósito se ha configurado como un depósito simple, es decir, con una sola salida. Las variaciones del nivel de agua en el depósito vienen dadas por la expresión:

$$h_{(t+dt)} = h_{(t)} \cdot e^{\frac{-dt}{k_2 S_{yl}}} + k_2 q_{perc} \cdot \left(1 - e^{\frac{-dt}{k_2 S_{yl}}} \right) \quad (E. 4.8-10)$$

Donde k_2 es el coeficiente de almacenamiento correspondiente al depósito de respuesta lenta, S_{yl} = rendimiento específico del depósito de respuesta lenta (-) y q_{perc} es el caudal específico de percolación entrante desde el depósito de respuesta rápida.

El flujo saliente vendrá dado por la expresión

$$q_2 = q_{perc} - \left(\frac{-(h_{(t+dt)} - h_t)}{dt} S_{yl} \right) \quad (E. 4.8-11)$$

Cuando la altura del depósito subterráneo desciende por debajo del umbral del flujo lento, $h < h_{umb}$, tan solo existente en materiales con mayor capacidad de almacenamiento, las aportaciones al río se hacen nulas (q_1 y $q_2 = 0$) y se comienza a reproducir un cierto descolgamiento del nivel del acuífero.

$$h_{(t+dt)} = h_{(t)} + q_{perc}$$

4.8.1.2 Acciones externas

4.8.1.2.1 Evapotranspiración

La evapotranspiración del almacenamiento subterráneo se tiene en cuenta con el fin de modelar en aquellas zonas en donde el nivel del acuífero es lo suficientemente superficial como para considerar que el efecto del sistema radicular de la vegetación existente realiza extracción.

La implementación en el modelo se realiza a partir de la consideración de una profundidad (H_{min}) a partir de la cual no existe evapotranspiración debido a que el nivel del acuífero se encuentra fuera de

la zona de influencia radicular. Por el contrario, a partir de una profundidad máxima (H_{max}), la evapotranspiración que se realiza sobre la zona saturada coincidirá con la evapotranspiración potencial calculada por el modelo. Entre estas dos profundidades, la evapotranspiración es calculada a partir de la evapotranspiración potencial ETP multiplicada por un factor que establece una relación lineal entre las dos situaciones anteriores.

Por lo tanto

$$E(t) = ETP(t) \cdot F$$

$$H > H_{min} \quad F = 1$$

$$H_{max} < H < H_{max} \quad F = \frac{H - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$$

$$H < H_{min} \quad F = 0$$

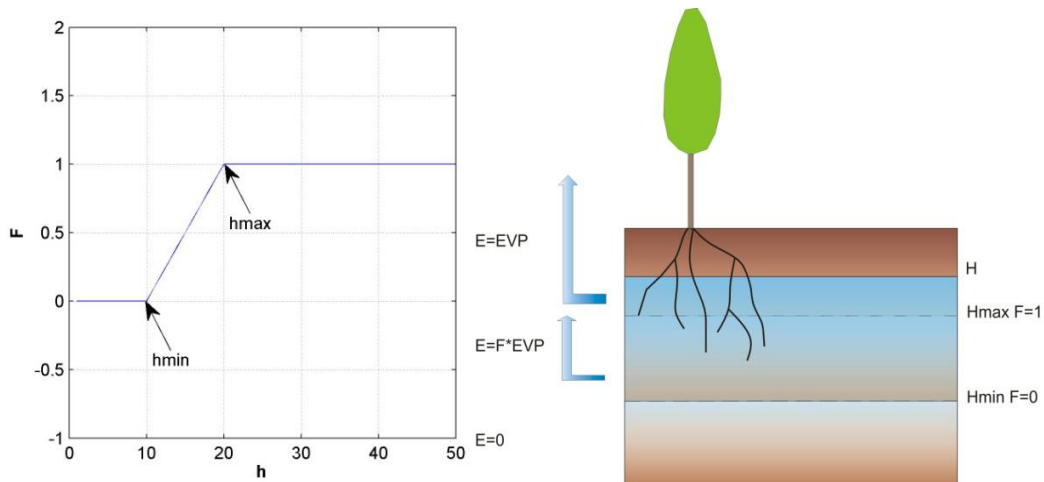


Figura 54; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo.

Al implementarse esta acción externa sobre un modelo agregado subdividido en diferentes zonas acuíferas, será necesario considerar la parte proporcional de cada zona acuífera que se encuentra afectada por procesos de evapotranspiración del medio subterráneo. Por esta razón, la extracción total por evapotranspiración se calculará en el modelo como un porcentaje determinado para cada zona acuífera.

$$E_T(t) = \frac{A_{ETP}}{A_T} (ETP(t) \cdot F) \tag{E. 4.8-12}$$

Donde A_{ETP} , representa el área dentro de la zona acuífera en donde existe extracción por evapotranspiración en el almacenamiento subterráneo y A_T , es el área total de la zona acuífera.

Esta extracción por evapotranspiración se incorpora restando en las ecuaciones correspondientes a las variables de estado, es decir, $h(t)$, pudiendo elegir sobre que depósito actúa, asignando $E(t) = 0$, en caso de considerarla nula.

4.8.1.2 Pozos

Se incorpora la acción de extracción de pozos existente en cada zona acuífera. Esta acción se incorpora mediante la expresión:

$$P_z(t) = q(t) \tag{EC. 4.8-1}$$

Donde q representa el caudal de extracción definido para cada zona acuífera. Cuando el nivel del depósito que define la zona acuífera se encuentre por debajo de una altura H_p media definida como la profundidad media de extracción, $P_z = 0$.

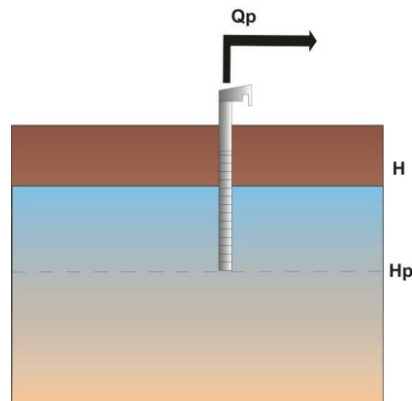


Figura 55; Diagrama de flujo del modelo adoptado en la simulación del flujo subterráneo

De la misma manera que en el caso de la evapotranspiración, las extracciones por pozos se incorporan en el modelo dentro del cálculo de las variables de estado $h(t)$ pudiendo seleccionar el depósito sobre el que se realiza esta extracción.

4.8.1.3 Cálculo de la aportación en la red fluvial

Una vez calculadas las aportaciones del caudal específico del flujo subterráneo q_1 y q_2 para cada uno de los intervalos de tiempo, el modelo realiza el cálculo de la aportación total sobre el punto de control “ p ” de la red de drenaje, en las mismas unidades que las utilizadas por el modelo del cauce m^3/s . Para ello se utiliza la expresión:

$$Q_{sub} = (q_1 + q_2) \cdot C \cdot A \quad (E. 4.8-13)$$

En donde

A es el área de la zona acuífera considerada (m^2)

C es un factor de conversión igual a $1,16 \cdot 10^{-8}$

Q_{sub} es el caudal aportado por el flujo subterráneo (m^3/s). Este caudal se corresponde con la suma de los caudales aportados por el depósito de respuesta rápida y por el depósito de respuesta lenta.

4.9 Conclusiones

La inclusión de un modelo de aportaciones subterráneas dentro de un modelo hidrológico ha de partir de consideraciones simplificadas con respecto a las diferentes unidades acuíferas debido, principalmente, a la falta de información relativa a estos sistemas y su heterogeneidad. Por esta razón, y a pesar del aumento de la capacidad de cálculo de los equipos informáticos, la mayor parte de los modelos hidrológicos recurren a consideraciones simplificadas a la hora de representar las aportaciones subterráneas.

Para este estudio se ha elaborado una propuesta metodológica para el estudio previo de cuencas hidrográficas en la incorporación de las aportaciones subterráneas dentro de un modelo

hidrológico. Esta metodología se apoya en la determinación y caracterización de las unidades acuíferas existentes en la cuenca de estudio, haciendo hincapié en el tipo de flujo existente y las relaciones entre río y acuífero. De manera paralela, el estudio de recesión de caudales tal y como se ha descrito en el capítulo 3 es imprescindible para la caracterización del modelo ya que permitirá establecer los parámetros necesarios que relacionan el almacenamiento subterráneo con la descarga en la red de drenaje. Por último, la consideración de las diferentes actuaciones antrópicas sobre el sistema subterráneo, principalmente pozos y sondeos, ha de tenerse en cuenta para un correcto modelado.

Esta metodología ha permitido la discretización de 16 zonas acuíferas teniendo en cuenta los criterios de selección con sus respectivas conexiones con el cauce principal del río.

A partir del estudio de recesión de caudales realizado en el capítulo 3 ha sido posible establecer relaciones entre el almacenamiento y la descarga de las zonas correspondientes a los materiales de Sierra Nevada. Sin embargo, la falta de estaciones de medida en otras zonas acuíferas impide la caracterización completa de la zona estudiada. Para tal fin, deberán plantearse trabajos futuros que estudien las aportaciones ocultas de zonas acuíferas con el río así como los principales manantiales.

No obstante, el estudio previo ha permitido elaborar una primera propuesta de modelado de aportaciones subterráneas de forma agregada que se integre en el modelo global de cuenca WiM-Med.

La metodología aplicada así como el modelo propuesto son fácilmente aplicables a otras cuencas a partir de información básica correspondiente a medidas de caudales y descripciones de las diferentes unidades hidrogeológicas. Sin embargo, la simplificación adoptada obliga a renunciar al carácter completamente distribuido del modelo hidrológico en el que se integra.

Capítulo 5

Aplicación del modelo propuesto en la cuenca del río Guadalfeo

5.1 Introducción

El modelo propuesto de aportaciones subterráneas, integrado ya en el modelo hidrológico global WiM-Med, ha de ser capaz de representar la descarga de los diferentes acuíferos existentes en la cuenca hacia la red de drenaje. Es importante señalar que la entrada al modelo propuesto, es el resultado de todos los procesos anteriores e incorporados en el modelo hidrológico, es decir, procesos de interceptación de la precipitación, fusión de nieve, circulación en ladera y en cauce, evaporación, flujo en la zona no saturada y, finalmente, infiltración profunda, que constituye la recarga del modelo de aportaciones subterráneas. Todos estos procesos se encuentran representados a diferentes escalas espaciales y temporales, las adecuadas para cada proceso, existiendo una gran diferencia entre procesos de fusión de nieve y procesos de flujo subterráneo.

En este capítulo se exponen los primeros resultados correspondientes a la aplicación del modelo en la cuenca del río Guadalfeo para la que ha sido configurado como experiencia piloto. Teniendo en cuenta la complejidad de la misma, para esta primera aplicación se ha seleccionado tan solo una parte de la cuenca en la que existe suficiente representatividad de los diferentes procesos incorporados en el modelo hidrológico global.

Por otro lado, es importante señalar que el grado de intervención antrópica existente en la cuenca hace necesario un estudio de esta intervención con el fin de interpretar los resultados obtenidos con el modelo, de base física y en donde no se han tenido en cuenta las diferentes extracciones antrópicas que alteran el régimen hidrológico natural.

Una vez realizado este estudio, se procederá a la calibración de los diferentes parámetros considerados en la configuración del modelo, teniendo en cuenta el estudio de la relación entre almacenamiento-descarga realizado en el capítulo anterior. La validación del mismo se realizará a partir de los datos de caudales registrados en la estación de aforo situada en el puente de Órgiva.

Es importante señalar que de las 5 zonas acuíferas con puntos de desagüe pertenecientes al modelo de aportaciones subterráneas e incluidas dentro del ámbito de validación, la zona acuífera 3, carece prácticamente de interés acuífero debido a la escasa superficie con almacenamiento en la zona saturada (tan solo áreas de dispersión carbonatada de Cádiar y conglomerados de Cádiar) por lo que, en esta zona acuífera, la descarga desde el suelo se produce en forma de caudal lateral desde el suelo. Por otra parte, la zona acuífera 6, una parte del acuífero de Lújar, descarga los volúmenes almacenados en puntos anteriores al Puente de Órgiva aunque sus aportaciones continúan aguas abajo del puente siendo éstas muy pequeñas.

Estas consideraciones permiten afirmar que, dentro de la subcuenca delimitada por la estación de aforo de Órgiva y utilizada para la validación, los volúmenes de caudal provienen en su mayoría de las zonas acuíferas pertenecientes a los acuíferos de Sierra Nevada, lo que valida la zonificación elegida para el periodo de calibración.

5.2 Selección de zonas de aplicación

Como se ha mencionado en el apartado anterior, la gran extensión de la cuenca del río Guadalfeo, con unos 1200 km² de superficie, alberga una gran cantidad de sistemas acuíferos de diferente naturaleza, lo que ha dado como resultado la adopción de 16 zonas acuíferas.

En el criterio de determinación de estas zonas acuíferas se ha tenido en cuenta la existencia de estaciones de aforo que se relacionan con zonas de materiales y características geológicas homogéneas. Sin embargo, las estaciones de aforo existentes en la cuenca son limitadas en cuanto a número y serie de datos registrados. Por otro lado, la gran heterogeneidad en cuanto a la distribución espacial de acuíferos dificulta la tarea de relacionar caudales con zonas acuíferas homogéneas con el fin de valorar la relación almacenamiento-descarga. Esto solo ha sido posible en tres de las estaciones de aforo existentes en el macizo de Sierra Nevada, concretamente para las estaciones de Narila, de la subcuenca de Cádiar, Trevélez y Lanjarón para las subcuencas del mismo nombre. Todas ellas pueden asociarse de manera general a unas características hidrogeológicas homogéneas correspondiente a materiales metamórficos fracturados, que confieren al sustrato un comportamiento acuífero a pesar de las propiedades acuífugas de los materiales que lo forman (Castillo *et al.*, 1999).

Por otra parte, se ha de tener en cuenta que la superficie correspondiente a estos materiales metamórficos del acuífero de Sierra Nevada, es mucho mayor en comparación con la ocupada por otros materiales de características diferentes. En este sentido, hay que mencionar las aportaciones desde materiales carbonatados correspondientes al acuífero de Lújar cuya superficie se encuentra dentro de esta subcuenca antes de llegar al puente de Órgiva. Estas aportaciones, aunque de poca importancia, son fácilmente apreciables en periodos de estío, cuando el cauce principal es derivado por acequias de riego quedando prácticamente seco, a medida que se avanza desde Tablones hacia el Puente de Órgiva. El río va adquiriendo caudal progresivamente hasta alcanzar valores de 0,5 m³/s según campañas de aforos diferenciales efectuadas en la zona en 1990 (Cardenal, 1993). Los caudales medidos en el Puente de Órgiva incorporan estas aportaciones por lo que, a pesar de tener escasa importancia, se han de tener en cuenta a la hora de interpretar sus resultados.

Sin embargo, y a pesar de existir otras aportaciones dentro de la subcuenca elegida para la validación relacionados con almacenamientos asociados a otros materiales, podemos considerar que la mayor parte de las aportaciones se corresponden con las zonas acuíferas situadas en Sierra Nevada.

El flujo subsuperficial en estas zonas se ve favorecido por tres circunstancias fundamentales (Castillo y Fideli, 2002):

- La superficie del terreno en la zona alta de Sierra Nevada se halla cubierta por depósitos y franjas de alteración glaciares y periglaciares de alta permeabilidad lo que le otorga a estos materiales cualidades acuíferas importantes. Por otro lado la morfología erosiva favorece la infiltración en estas zonas al haber sido modelado el relieve en formas alomadas, circos, cubetas y terrazas dentro de una zona de altas pendientes.
- En segundo lugar, es el fuerte efecto regulador ejercido por los procesos de innivación y deshielo, lo que favorece los procesos de infiltración. En este sentido hay que

destacar que en las zonas más altas de la Sierra, más del 75% de la precipitación se produce en forma de nieve.

- Por último, la influencia de la cubierta vegetal, principalmente compuesta por piornales en las zonas más altas, es muy importante ya que constituye una barrera eficiente contra los procesos de escorrentía superficial que se generan favoreciendo la infiltración en la zona.

Toda esta gran infiltración existente en las partes altas de la sierra favorece la existencia de abundantes surgencias en las zonas más bajas. Son precisamente estos puntos de descarga los que mantienen los caudales de la red de drenaje. Estas surgencias son muy variadas en cuanto a su tipología. La mayoría de ellas son efímeras y representan un flujo subsuperficial poco profundo durando poco más que la época de deshielo. Otras, de caudal más o menos importante, no llegan a agotarse y son fundamentales para el mantenimiento de los caudales de estos ríos de montaña en época estival. Las mas permanentes se conocen localmente como “borreguiles” ya que dan origen a praderas hidrófilas que constituyen la fuente alimenticia de la fauna salvaje y de la ganadería que habita en el Parque Nacional (Castillo y Fideli, 2002). Estas surgencias de mayor caudal se localizan fundamentalmente en los bordes inferiores de las zonas detríticas glaciares (morenas laterales y frontales). Otro grupo importante de surgencias se vinculan con las inflexiones de pendiente relacionadas con la dinámica erosiva glacial existiendo multitud de surgencias de este tipo a pie de circos, cubetas y terrazas.

En las zonas más bajas la denudación de las franjas de alteración por erosión fluvial remontante, genera otro tipo de surgencias. Por último, en la zona de media y baja montaña se localizan surgencias relacionadas con la circulación de agua a través de fracturas y discontinuidades lito-estructurales (Castillo y Fideli, 2002).

Teniendo en cuenta esto, el estudio preliminar de la relación almacenamiento-descarga, realizado en el capítulo 3, ha permitido caracterizar y calibrar el modelo para este tipo de materiales, pudiéndolo extender a una zona mayor correspondiente al punto de cierre de la estación del Puente de Órgiva. Este punto de aforo engloba una superficie de más de 400 km² incluyendo los tres valles mas orientales de Sierra Nevada y los ríos con mayores aportaciones, Cádiar, Trevélez y Poqueira.

5.3 Influencia de la actividad antrópica en los caudales medidos

Uno de los aspectos más importantes a la hora de calibrar y validar los resultados del modelo de aportaciones subterráneas propuesto en este trabajo, radica en que ha de ser calibrado con los datos registrados en estaciones de aforo que, a su vez, se encuentran influenciadas por el aprovechamiento antrópico que históricamente se ha desarrollado en esta zona.

La extracción de caudal realizada por acequias a partir de diferentes tomas a lo largo de la red de drenaje, afecta especialmente a las medidas en forma de caudal base teniendo en cuenta la baja magnitud de los caudales registrados y la continuidad característica de este aprovechamiento.

En el proceso de calibración correspondiente a otros procesos, la influencia de las acequias se ha podido obviar debido, por un lado, a la posibilidad de calibrar con fuentes de información diferentes a los caudales registrados (estaciones meteorológicas, imagen satélite, fotografía aérea,...) en el caso de procesos como la fusión de nieve o la interceptación de lluvia por la vegetación y, por otro, debido a la escasa influencia que éstas podrían tener ante los caudales aportados por un evento. Sin embargo, la influencia de las acequias en al caudal base es muy importante y condiciona

el proceso de calibración y validación del modelo de aportaciones subterráneas, sobre todo, con respecto a los volúmenes simulados. Por lo tanto, es imprescindible su estudio y consideración.

En este sentido, es importante señalar la ausencia de datos correspondientes tanto a caudales medidos en acequias como a periodos de extracción en todas las subcuencas estudiadas, por lo que tan solo es posible la realización de estimaciones en cuanto al caudal transportado e hipótesis de explotación teniendo en cuenta la cantidad y características de las acequias inventariadas en cada zona de estudio. Siendo conscientes de la subjetividad de este análisis, su realización es necesaria con el fin de aproximar los volúmenes simulados a diferentes hipótesis de aprovechamiento.

Con este fin, se presenta en el Anejo 4, una descripción de los diferentes tipos de acequias existentes en aquellas subcuencas en donde se ha realizado la calibración; Cádiar, Trevélez y Lanjarón, además de la subcuenca de Poqueira analizando la influencia de éstas en el sistema hidrológico para, finalmente, y a partir de la información recopilada y de algunas campañas de campo realizadas, establecer estimaciones de extracción potencial.

Por lo tanto, se exponen en este apartado las diferentes hipótesis supuestas en el estudio de calibración correspondiente a las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Lanjarón. Estos supuestos parten del estudio realizado y expuesto en el Anejo 4, en el que se estimaron los caudales máximos de extracción en cada una de estas subcuencas.

La hipótesis 1 supone una extracción del 20% de los caudales para el periodo de aprovechamiento por careo limitada al máximo caudal estimado, y 40% para el periodo de riego.

La hipótesis 2 supone una extracción mayor de los caudales captados con un aumento del 70% en época de careo y 100% en época de riego.

5.3.1.1 Subcuenca de Cádiar

a) Hipótesis 1

Careo: Aumento del 20% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.2 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.2 * Q_{medido} > 0.7 \rightarrow Q_{medido} = 0.7$$

Riego: Aumento del 40% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.4 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.4 * Q_{medido} > 1.1 \rightarrow Q_{medido} = 1.1$$

b) Hipótesis 2

Careo: Aumento del 70% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.7 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.7 * Q_{medido} > 0.7 \rightarrow Q_{medido} = 0.7$$

Riego: Aumento del 100% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 1.0 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 1.0 * Q_{medido} > 1.1 \rightarrow Q_{medido} = 1.1$$

5.3.1.2 Subcuenca de Trevélez

a) Hipótesis 1

Careo: Aumento del 20% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.2 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.2 * Q_{medido} > 0.5 \rightarrow Q_{medido} = 0.5$$

Riego: Aumento del 40% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.4 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.4 * Q_{medido} > 3.3 \rightarrow Q_{medido} = 3.3$$

b) Hipótesis 2

Careo: Aumento del 70% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.4 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.7 * Q_{medido} > 0.5 \rightarrow Q_{medido} = 0.5$$

Riego: Aumento del 100% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 1.0 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 1.0 * Q_{medido} > 3.3 \rightarrow Q_{medido} = 3.3$$

5.3.1.3 Subcuenca de Lanjarón

a) Hipótesis 1

Careo: Aumento del 20% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.2 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.2 * Q_{medido} > 0.7 \rightarrow Q_{medido} = 0.7$$

Riego: Aumento del 40% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.4 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.4 * Q_{medido} > 0.9 \rightarrow Q_{medido} = 0.9$$

b) Hipótesis 2

Careo: Aumento del 70% por extracción en periodo de careo.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 0.4 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 0.7 * Q_{medido} > 0.7 \rightarrow Q_{medido} = 0.7$$

Riego: Aumento del 100% por extracción en periodo de riego.

$$Q_{medido} = Q_{medido} + 1.0 * Q_{medido}$$

$$Si \quad 1.0 * Q_{medido} > 0.9 \rightarrow Q_{medido} = 0.9$$

5.4 Calibración

En el capítulo 3 de este documento, se han expuesto los resultados correspondientes al estudio de recesión correspondiente a cada zona seleccionada para la calibración, realizado una primera valoración de la relación entre almacenamiento-descarga del sistema acotando el tiempo de respuesta del almacenamiento subterráneo.

Dicho estudio permitió determinar los coeficientes de almacenamiento suponiendo la ausencia de recarga lo que permite una primera aproximación en la configuración de los diferentes depósitos

propuestos. Sin embargo, este análisis no permite la determinación completa de los coeficientes propuestos en el modelo.

Por otra parte, el depósito de transición configurado para el modelado del tiempo de recarga en la zona acuífera también ha de ser calibrado ya que su conocimiento a través de una relación física es inviable al igual que sucede con la recarga del depósito de respuesta rápida hacia el depósito de respuesta lenta.

En último lugar, se ha considerado el rendimiento específico en las ecuaciones que definen el estado del almacenamiento de los depósitos. Este parámetro puede estimarse y acotarse en función del tipo de material que compone cada zona acuífera, sin embargo, debido a las dimensiones de las áreas acuíferas y la heterogeneidad de este parámetro se requerirá un proceso de calibración.

Por todo esto, a pesar del estudio de recesión realizado, es necesario un proceso de calibrado que, a partir de la infiltración profunda procedente del suelo, adecúe los parámetros del modelo de aportaciones subterráneas al comportamiento del sistema estudiado. Los parámetros a calibrar son:

- k_0 Coeficiente de almacenamiento de la recarga desde la zona no saturada (I)
- k_p Coeficiente de almacenamiento de la salida del primer depósito hacia el depósito de respuesta lenta (I)
- S_{yr} Rendimiento específico del almacenamiento de respuesta rápida (%)
- S_{yl} Rendimiento específico del almacenamiento de respuesta lenta (%)

Tabla 10; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádiar. Periodo 2001-2002

PARÁMETROS DE CALIBRACIÓN									
	K0	Kp	Sys	Syp		K0	Kp	Sys	Syp
1	100	10	0,5	0,5	21	7	10	0,4	0,4
2	100	10	0,1	0,1	22	7	10	0,1	0,1
3	50	10	0,4	0,4	23	7	5	0,4	0,4
4	50	5	0,2	0,2	24	7	5	0,1	0,1
5	50	5	0,1	0,1	25	7	3	0,3	0,3
6	15	10	0,4	0,4	26	5	5	0,4	0,4
7	15	10	0,3	0,3	27	5	5	0,4	0,4
8	15	10	0,1	0,1	28	5	3	0,4	0,4
9	15	5	0,3	0,3	29	5	3	0,25	0,25
10	15	5	0,1	0,1	30	5	2	0,1	0,1
11	15	3	0,3	0,3	31	3	3	0,4	0,4
12	15	3	0,1	0,1	32	3	3	0,3	0,3
13	10	10	0,3	0,3	33	3	2	0,25	0,25
14	10	5	0,25	0,25	34	3	2	0,15	0,15
15	10	5	0,1	0,1	35	3	1	0,5	0,5
16	8	1	0,3	0,3	36	1	5	0,4	0,4
17	8	8	0,3	0,3	37	1	5	0,3	0,3
18	8	8	0,1	0,1	38	1	3	0,25	0,25
19	8	3	0,3	0,3	39	1	3	0,1	0,1
20	8	3	0,1	0,1	40	1	1	0,1	0,1

Los parámetros k_1 y k_2 correspondientes a los coeficientes de almacenamiento de los aportes al cauce rápido y lento respectivamente se moverán dentro de un rango próximo al estimado en el estudio de recesión. Para el rendimiento específico S_y , correspondiente a los materiales de la zona simulada, se han utilizado valores bajos correspondientes a materiales ígneos y metamórficos fracturados ya que estos se encuentran en torno al 0,01% (Sanders, 1996) y el 0.26 % (Johnson, 1967).

El proceso de calibración tendrá lugar para el periodo seleccionado en cada una de las zonas acuíferas seleccionadas para la calibración, en nuestro caso la zona acuífera 1, correspondiente a la

subcuenca de Cádiar, la zona acuífera 4, correspondiente a la subcuenca de Trevélez y la zona acuífera 10, correspondiente a la subcuenca de Lanjarón.

Para el proceso de calibración se han seleccionado dos años con características climáticas muy dispares con el fin de estudiar la influencia en la variación de los parámetros bajo diferentes situaciones de recarga.

Por un lado, el año hidrológico 2001-2002 que, con unos 750 mm de precipitación media puede calificarse como un año seco dentro de las subcuencas estudiadas. Además las temperaturas medias registradas a lo largo de todo el año son relativamente altas, lo que hace que la fracción de precipitación en forma de nieve sea escasa y, por lo tanto, los aportes por fusión de nieve. Por otro lado, el año hidrológico 2003-2004, con una media de 1150 mm de precipitación para las subcuencas de estudio puede calificarse como un año húmedo, con una fracción de precipitación en forma de nieve y aportes por fusión importantes.

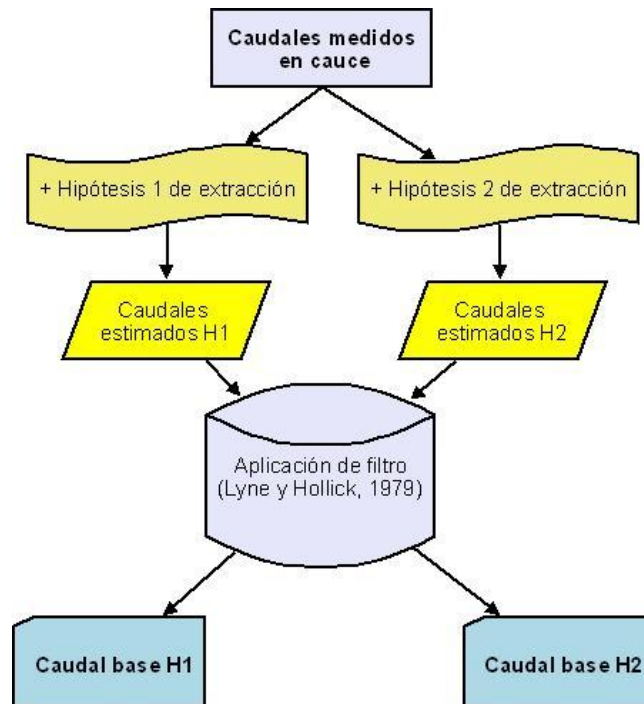


Figura 56; Metodología seguida en el proceso de corrección de caudales registrados a partir de dos hipótesis de extracción.

A partir del estudio de acequias realizado, detallado en el Anejo 4 de esta tesis y para el que se ha consultado la información existente y realizado diferentes campañas de campo, es importante señalar la incertidumbre que cabe esperar sobre los datos de caudal medidos debido a la falta de información tanto en volumen de extracción como en su distribución lo largo del año. En este sentido, para el proceso de calibración se ha considerado necesaria la incorporación de diferentes hipótesis de captación por acequias aguas arriba de las estaciones de aforo (Figura 56), diferenciando entre periodos de careo y periodos de riego debido a las diferencias en el volumen captado para cada uno de estos usos. Estas hipótesis se plantearán como un incremento proporcional al caudal medido en cauce, estableciendo unos máximos que dependerán de las características y del número de acequias presentes en cada subcuenca.

Con el fin de contrastar estas hipótesis de caudal superficial con los datos correspondientes a las aportaciones subterráneas es necesario realizar la separación de la parte estimada como caudal base de la parte correspondiente a flujo lateral y escorrentía directa. Para este fin, y a pesar de la

subjetividad de los métodos, se emplearán técnicas de separación de flujo base basadas en filtros recursivos ya expuestos en el capítulo 3 de esta tesis.

Los filtros propuestos por diferentes autores pueden asociarse a diferentes comportamientos del caudal base o a diferentes relaciones entre caudal base/caudal superficial basados en el Índice de Caudal Base (*ICB*). Las propuestas para filtros relacionados con materiales rocosos fracturados son diversas. Algunos autores (Eckhardt, 2005) sugieren unas aportaciones muy discretas en forma de caudal base, con un *ICB*=0.25, mientras otros autores (Mwakalila *et al.*, 2001) sugieren valores muy superiores. Según algunas aproximaciones respecto a las aportaciones asociadas al tipo de materiales nevado-filábrides de la zona de estudio, éstas pueden ser muy superiores al 35 % (Adarve *et al.*, 1997). Para este estudio se ha considerado que el filtro de Lyne y Hollick (1979) extendido por Nathan y McMahon (1990) y con unos valores de *ICB* de 0.70, es el más adecuado teniendo en cuenta los importantes volúmenes de aportación subterránea procedentes previamente de la infiltración por fusión de nieve.

Este filtro, cuya ecuación se ha mostrado en el capítulo 3, depende de un parámetro de filtro, β , que afecta al grado de atenuación. De acuerdo con Nathan y McMahon (1990), el valor de este parámetro de filtro que muestra resultados más aceptables, en términos de separación de caudal base, se encuentra entre los valores 0.9-0.95. Además, el filtro se ha de pasar tres veces sobre los datos registrados, hacia adelante, hacia atrás y de nuevo hacia adelante (forward-backward-forward), con el fin de conseguir un suavizado apropiado que represente el caudal base.

Las simulaciones se han realizado con el módulo de aportaciones subterráneas ya integrado en el modelo WiM-Med, por lo que se han tenido en cuenta los diferentes procesos anteriores a la recarga en forma de infiltración profunda, la simulación de variables meteorológicas, incluyendo distribución temporal e interpolación espacial, interceptación de la precipitación, fusión de nieve, procesos de infiltración-escorrentía, balance de agua en el suelo, y evapotranspiración. Estos procesos se encuentran descritos en el Anejo 3 de esta Tesis.

Las variables hidrológicas que se han tenido en cuenta en el proceso de calibración han sido la precipitación, precipitación en forma de nieve, fusión de nieve, altura de agua en el suelo, evapotranspiración e infiltración profunda. Se muestran a continuación los resultados de las tres subcuencas seleccionadas para el periodo de calibración en las que se pueden interpretar los efectos de las variaciones en los parámetros utilizados así como la influencia de las variables mencionadas.

5.4.1 Calibración en la zona acuífera 1

5.4.1.1 Descripción de la calibración

La subcuenca de Cádjar cuenta con 7 acequias clasificadas según el estudio realizado por el Parque Nacional y Natural de Sierra Nevada (ver Anejo 4) de las cuales dos de ellas son de careo, la acequia de Mecina y la acequia del Espino y cinco de riego captando aguas tanto del río Grande de Bérchules como del Río Chico. Con este marco, las hipótesis planteadas para la calibración correspondiente a la extracción de acequias son las siguientes:

Hipótesis 1

- 20 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0,7 m³/s.
- 40 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 1.1 m³/s.

Hipótesis 2

- 70 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0,7 m³/s.
- 100 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 1.1 m³/s.

En la Figura 57 se presentan los resultados de estas consideraciones de acequias sobre los caudales medidos en cauce a partir de los cuales se han considerado las dos hipótesis planteadas y se ha aplicado el filtro recursivo elegido, tal y como se ha descrito, para la determinación del caudal base de cada una de las hipótesis. Se aprecia la diferencia patente en el registro de caudales correspondiente a cada año existiendo en el periodo 2003-2004 una acumulación mayor de nieve que se traduce, durante los meses de abril-mayo, en unas aportaciones de caudal importantes.

Se han realizado 40 simulaciones con el modelo para cada uno de los años elegidos 2001-2002 y 2003-2004 manteniendo fijos los valores correspondientes a k_1 y k_2 estimados a partir del estudio de recesión, que para la subcuenca de Cádiar se estiman en 10 y 17 días respectivamente. Los resultados correspondientes al error medio, error medio cuadrático, error absoluto y ajustes entre simulado y medido a través del coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe, se muestran en las tablas 11 y 12, para los periodos 2001-2002 y 2003-2004 respectivamente.

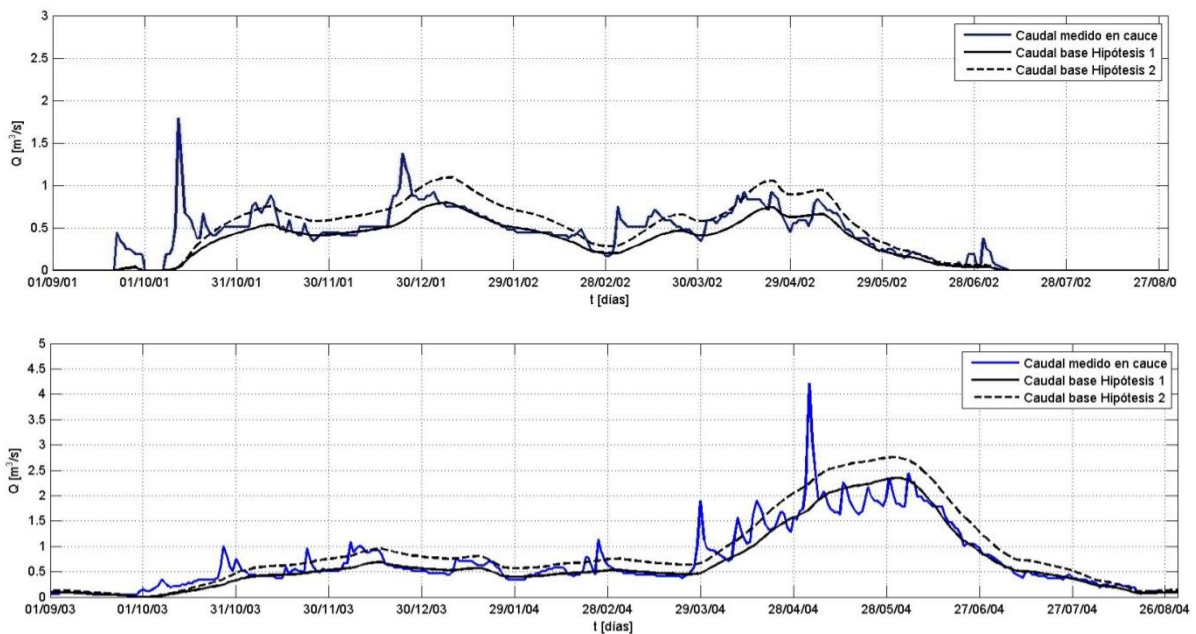


Figura 57; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Cádiar.

En este sentido es importante señalar como tanto para el periodo de calibración correspondiente al año 2001-2002 como al periodo 2003-2004 los ajustes para todas las simulaciones en la subcuenca de Cádiar se acercan mucho más a la hipótesis 2 de extracción de acequias.

Tabla 11; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádiar. Periodo 2001-2002

ZONA ACUÍFERA 1; SUBCUENCA DE CÁDIAR																		
Periodo de calibración	Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático		Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático	
		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2
2001-2002	1	-1,3	-0,52	-0,15	0,00	0,32	0,37	0,37	0,42	21	-1,13	0,51	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24
2001-2002	2	-1,11	-0,37	-0,15	-0,01	0,30	0,35	0,35	0,40	22	-1,32	0,44	-0,25	-0,11	0,27	0,18	0,37	0,26
2001-2002	3	-1,27	-0,10	-0,24	-0,09	0,32	0,31	0,37	0,36	23	-1,12	0,51	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24
2001-2002	4	-1,15	-0,01	-0,24	-0,09	0,31	0,30	0,36	0,35	24	-1,32	0,44	-0,25	-0,11	0,27	0,18	0,37	0,26
2001-2002	5	-1,08	0,04	-0,24	-0,09	0,31	0,29	0,35	0,34	25	-1,17	0,50	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24
2001-2002	6	-1,01	0,46	-0,26	-0,12	0,28	0,21	0,35	0,25	26	-1,2	0,49	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,25
2001-2002	7	-0,99	0,49	-0,26	-0,12	0,28	0,20	0,34	0,25	27	-1,2	0,49	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,25
2001-2002	8	-0,94	0,54	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,34	0,23	28	-1,19	0,49	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24
2001-2002	9	-1	0,48	-0,26	-0,12	0,28	0,20	0,34	0,25	29	-1,34	0,43	-0,25	-0,11	0,27	0,19	0,37	0,26
2001-2002	10	-0,95	0,54	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,34	0,23	30	-1,55	0,34	-0,25	-0,10	0,27	0,19	0,39	0,28
2001-2002	11	-1	0,48	-0,26	-0,12	0,28	0,21	0,35	0,25	31	-1,29	0,45	-0,25	-0,11	0,27	0,18	0,37	0,25
2001-2002	12	-0,95	0,54	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,34	0,23	32	-1,44	0,39	-0,25	-0,11	0,27	0,19	0,38	0,27
2001-2002	13	-1,07	0,52	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,35	0,24	33	-1,53	0,35	-0,25	-0,11	0,27	0,19	0,39	0,28
2001-2002	14	-1,08	0,52	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,35	0,24	34	-1,75	0,24	-0,25	-0,10	0,27	0,20	0,40	0,30
2001-2002	15	-1,11	0,52	-0,26	-0,11	0,27	0,18	0,35	0,24	35	-1,17	0,50	-0,26	-0,11	0,27	0,18	0,36	0,24
2001-2002	16	-1,11	0,51	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,35	0,24	36	-1,43	0,39	-0,25	-0,11	0,26	0,19	0,38	0,27
2001-2002	17	-1,14	0,51	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24	37	-1,65	0,29	-0,25	-0,10	0,26	0,19	0,40	0,29
2001-2002	18	-1,24	0,47	-0,25	-0,11	0,27	0,18	0,36	0,25	38	-1,75	0,24	-0,25	-0,10	0,26	0,20	0,40	0,30
2001-2002	19	-1,13	0,51	-0,26	-0,11	0,27	0,19	0,36	0,24	39	-2,34	-0,06	-0,24	-0,10	0,26	0,21	0,45	0,35
2001-2002	20	-1,23	0,48	-0,25	-0,11	0,27	0,18	0,36	0,25	40	-2,32	-0,05	-0,24	-0,10	0,26	0,21	0,44	0,35

El resultado de estas calibraciones se representa de manera gráfica en la Figura 58 para el índice de eficiencia de Nash correspondiente a la hipótesis 2, con la que se consigue un mejor ajuste. Como se puede observar, los mejores ajustes para el periodo 2001-2002 se obtienen en la simulación 7, con parámetros de k_0 de 15 días, k_p de 10 días y rendimientos específicos de 0.3. En el periodo 2003-2004 se consiguen mejores ajustes en la simulación 5 con valores mayores para k_0 , con 50 días, y menores para el rendimiento específico, 0.1. Ambos periodos coinciden en valores altos en las simulaciones 7-11 coincidentes con valores de k_0 de 15 días alternando ligeramente según los valores de S_y .

Tabla 12; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Cádiar. Periodo 2003-2004

ZONA ACUÍFERA 1; SUBCUENCA DE CÁDIAR																		
Periodo de calibración	Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático		Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático	
		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2
2003-2004	1	0,106	0,36	-0,30	-0,04	0,49	0,49	0,59	0,59	21	-0,75	0,29	-0,63	-0,37	0,66	0,49	0,82	0,62
2003-2004	2	0,197	0,45	-0,31	-0,06	0,46	0,46	0,56	0,54	22	-1,04	0,07	-0,63	-0,37	0,69	0,57	0,89	0,71
2003-2004	3	-0,05	0,54	-0,52	-0,27	0,54	0,43	0,64	0,50	23	-0,72	0,31	-0,63	-0,37	0,66	0,48	0,81	0,61
2003-2004	4	-0,01	0,59	-0,53	-0,27	0,54	0,41	0,62	0,47	24	-1,03	0,08	-0,63	-0,37	0,69	0,57	0,88	0,70
2003-2004	5	0,014	0,61	-0,53	-0,28	0,54	0,40	0,62	0,46	25	-0,8	0,25	-0,63	-0,37	0,66	0,51	0,83	0,63
2003-2004	6	-0,4	0,52	-0,62	-0,37	0,63	0,39	0,74	0,51	26	-0,85	0,22	-0,63	-0,37	0,67	0,52	0,84	0,65
2003-2004	7	-0,43	0,50	-0,62	-0,37	0,63	0,40	0,74	0,52	27	-0,85	0,22	-0,63	-0,37	0,67	0,52	0,84	0,65
2003-2004	8	-0,5	0,45	-0,62	-0,37	0,63	0,41	0,76	0,54	28	-0,83	0,23	-0,63	-0,37	0,67	0,52	0,84	0,64
2003-2004	9	-0,43	0,51	-0,62	-0,37	0,63	0,40	0,74	0,52	29	-1,01	0,09	-0,63	-0,37	0,69	0,56	0,88	0,70
2003-2004	10	-0,5	0,45	-0,62	-0,37	0,63	0,41	0,76	0,54	30	-1,24	-0,08	-0,63	-0,37	0,72	0,61	0,93	0,76
2003-2004	11	-0,42	0,51	-0,62	-0,37	0,63	0,40	0,74	0,51	31	-0,98	0,12	-0,63	-0,37	0,68	0,55	0,87	0,69
2003-2004	12	-0,5	0,45	-0,62	-0,37	0,63	0,41	0,76	0,54	32	-1,13	0,01	-0,63	-0,37	0,71	0,59	0,91	0,73
2003-2004	13	-0,65	0,36	-0,63	-0,37	0,65	0,46	0,80	0,59	33	-1,21	-0,05	-0,63	-0,37	0,72	0,60	0,92	0,75
2003-2004	14	-0,67	0,35	-0,63	-0,37	0,65	0,47	0,80	0,59	34	-1,42	-0,21	-0,63	-0,37	0,75	0,64	0,97	0,81
2003-2004	15	-0,78	0,26	-0,63	-0,37	0,66	0,51	0,83	0,63	35	-0,82	0,24	-0,63	-0,37	0,66	0,51	0,84	0,64
2003-2004	16	-0,68	0,34	-0,63	-0,37	0,65	0,47	0,80	0,60	36	-1,19	-0,04	-0,62	-0,37	0,71	0,61	0,92	0,75
2003-2004	17	-0,76	0,28	-0,63	-0,37	0,66	0,50	0,82	0,62	37	-1,38	-0,19	-0,62	-0,37	0,74	0,64	0,96	0,80
2003-2004	18	-0,94	0,14	-0,63	-0,37	0,68	0,55	0,86	0,68	38	-1,47	-0,26	-0,62	-0,37	0,75	0,66	0,98	0,82
2003-2004	19	-0,74	0,30	-0,63	-0,37	0,66	0,49	0,82	0,61	39	-2,02	-0,66	-0,62	-0,37	0,81	0,73	1,08	0,95
2003-2004	20	-0,93	0,15	-0,63	-0,37	0,68	0,55	0,86	0,68	40	-2	-0,65	-0,62	-0,37	0,81	0,73	1,08	0,94

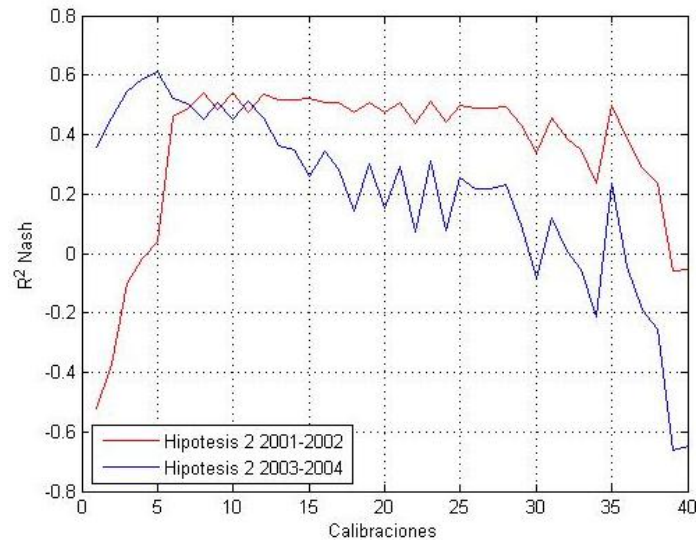


Figura 58; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 de extracción para los dos periodos de calibración en la subcuenca de Cádiar

A continuación se presentan de manera gráfica, algunos de los resultados obtenidos en el proceso de calibración con el fin de analizar el comportamiento del modelo de aportaciones subterráneas frente a los parámetros simulados en cada calibración y los diferentes procesos considerados en la simulación por el modelo.

5.4.1.2 Simulación de calibración 1.

En la primera calibración, tal y como se muestra en la tabla 11, se han utilizado valores correspondientes a los coeficiente de almacenamiento del depósito que simula el retardo de la recarga desde el suelo hasta los acuíferos y del depósito de respuesta rápida hacia el de respuesta lenta, muy altos. Esto hace que, mientras la infiltración que viene del suelo tenga valores significativos, la respuesta tanto rápida como lenta de las aportaciones subterráneas sea demasiado lenta y no represente bien la relación almacenamiento descarga del sistema con unos agotamientos demasiado prolongados en el tiempo.

En la Figura 59 correspondiente al periodo de simulación 2001-2002 se muestran los resultados del modelo, en donde se registran eventos importantes en el mes de noviembre con un escaso porcentaje de fracción de precipitación en forma de nieve. Se registran dos periodos de fusión de nieve en los meses de noviembre y abril aunque no son de gran magnitud. Durante estos periodos, se detectan influencias en los cambios de humedad del suelo producidas por la infiltración por fusión aunque también se producen cambios importantes en el contenido de agua en el suelo producidos por eventos de precipitación. Las variaciones de humedad correspondientes a la segunda capa del modelo tienen una repercusión directa en la percolación que recarga el modelo de aportaciones subterráneas encontrando tres periodos intensos de infiltración profunda asociadas. En primer lugar, un evento importante en noviembre que aumenta de manera drástica la humedad de agua en el suelo, un evento importante que tiene lugar durante la segunda quincena de diciembre, y el periodo de fusión intensa en abril.



Figura 59; Simulación de calibración n° 1 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádjar.

A partir de los datos simulados, se pueden observar que los recesos medidos, principalmente el receso estival correspondiente al periodo 15/05-30/06, muestran un agotamiento mucho más rápido que los recesos simulados para el mismo periodo. Por otro lado, los periodos de recarga intensa son amortiguados por los elevados parámetros correspondientes a k_0 y k_p utilizados en la calibración.

Los resultados para esta simulación para el periodo 2003-2004, se corresponden, como se puede ver por los resultados del modelo, con un año bastante más húmedo, en donde la fracción de precipitación en forma de nieve es mucho mayor que en el periodo de calibración anterior. Consecuentemente, los volúmenes registrados por el modelo de fusión son mucho más continuos e importantes, con un periodo intenso de fusión que se extiende durante los meses de abril y mayo y en donde también se registran eventos de precipitación con aportaciones de precipitación de nieve.

Los cambios de humedad de agua en la segunda capa del suelo ocasionan periodos de infiltración profunda que se asocian principalmente a periodos de fusión de nieve, aunque también a la ocurrencia de algunos eventos.

De la misma manera que en periodo de calibración anterior, los resultados simulados confirman una respuesta excesivamente lenta y muestran claramente la lejanía entre el agotamiento simulado y el observado.

Por lo tanto, valores excesivamente altos para los coeficientes de almacenamiento k_0 y k_p , distorsionan los valores de recesión calculados para los depósitos de aportaciones subterráneas.

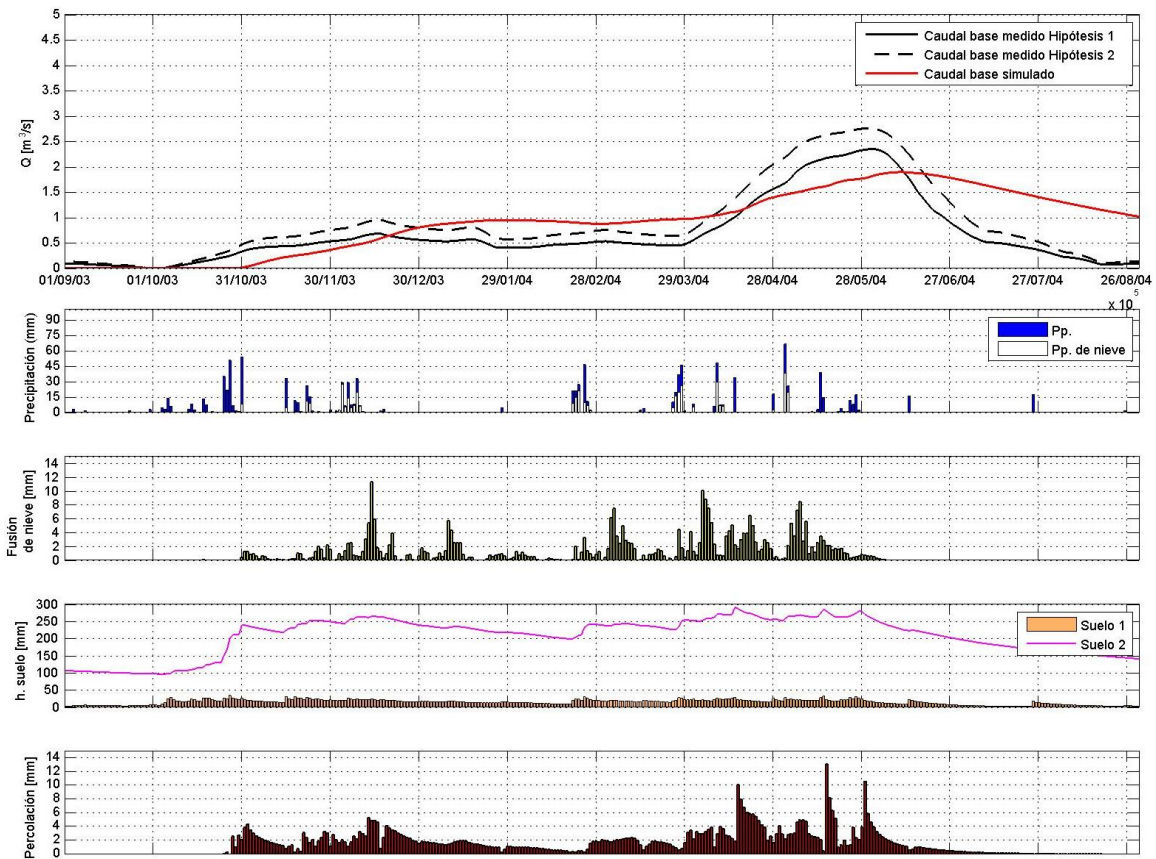


Figura 60; Simulación de calibración n° 1 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiz.

5.4.1.3 Simulación de calibración 40.

La simulación n° 40 representa la situación contraria a la anterior. Los valores de los parámetros k_0 y k_p son muy bajos de manera que prácticamente no alteran los valores correspondientes a la recarga por infiltración profunda procedente del suelo. Estas simulaciones son muy interesantes ya que con estos valores tan bajos la retención en los diferentes depósitos es muy pequeña por lo que la circulación entre ellos es muy rápida reflejando la relación entre almacenamiento-descarga del depósito de respuesta lenta analizada a partir del estudio de recesión.

Esta simulación propone prácticamente un modelo de aportaciones subterráneas en el que no se considera el primer depósito de simulación de respuesta de recarga de la zona saturada del suelo, propuesto con el fin de simular una atenuación correspondiente a la salida de infiltración profunda desde el suelo hasta su llegada a la zona saturada.

Como se observa en la Figura 61, el periodo simulado correspondiente a la recesión estival presenta un comportamiento que se ajusta bastante bien a la recesión de caudal base medida en cauce. Debido a los elevados parámetros de k_0 y k_p , este periodo es simulado prácticamente con la escasa recarga procedente del suelo ya que el almacenamiento en el depósito de transición de recarga de la zona acuífera y en el de respuesta rápida no existe almacenamiento, por lo que esta respuesta en periodo estival corresponde prácticamente en su totalidad al depósito de respuesta lenta, cuyo coeficiente de almacenamiento, k_2 ha sido estimado a partir de las curvas de recesión.

Sin embargo, en periodos de recarga intensa procedente del suelo, las respuestas muestran unos valores demasiado elevados en los aportes en forma de caudal base principalmente debido al depósito de respuesta rápida que recibe la infiltración profunda procedente del suelo. Este comportamiento de respuesta tan rápida, se aleja del comportamiento observado propio del caudal

base estando más cerca del comportamiento de flujo intermedio o caudal lateral propio de periodos post-evento a corto plazo y con una respuesta rápida.

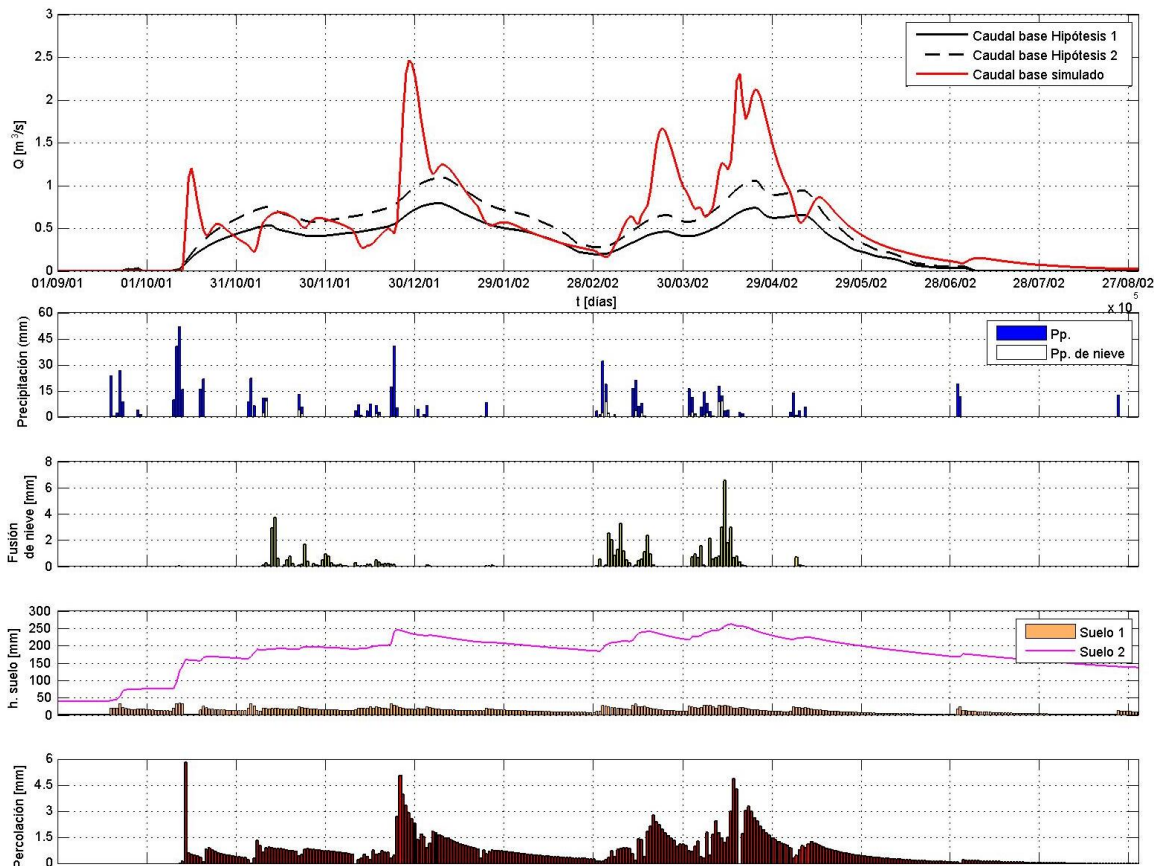


Figura 61; Simulación de calibración n° 40 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádjar.

Para el periodo de calibración correspondiente al año 2003-2004 se observan los mismos resultados que para el periodo de calibración anterior. Las entradas por infiltración profunda son muy importantes en este año y se simulan picos muy importantes de aportaciones subterráneas relacionadas con estas entradas desde el suelo.

El almacenamiento simulado para el periodo de recesión estival es menor que el medido, contando el incremento considerado de acequias, aunque, y a pesar de comenzar en un caudal inicial menor, el comportamiento del agotamiento si se corresponde con los datos observados.

Igual que para el caso anterior, en las simulaciones 36 y 37 se modificó el parámetro y k_p dejando con el mismo valor el parámetro k_0 y con valores prácticamente iguales de S_y : Como puede observarse en la tabla 12, los resultados de ajuste y de errores mejoran sensiblemente al aumentar el valor de k_p . Sin embargo, al comparar los resultados entre las simulaciones 36 y 26 en donde el valor modificado correspondiente a k_0 ha sido modificado, de 1 a 5 días, dejando sin modificar el valor de y y k_p , se puede observar una mejora sustancial del ajuste, sobre todo en la comparación con la hipótesis 2.

Por otro lado, es importante señalar que esta calibración se ha realizado para valores de rendimiento específico altos, $S_y = 0.4$ en la simulación n° 36 en la cual tan solo se ha modificado ligeramente el coeficiente k_p , de 1 a 5 días. Los ajustes, aunque ligeramente mejores, siguen siendo pésimos y los errores muy altos, en torno a 1 y 0,75 m³/s de error medio cuadrático para ambas hipótesis, por lo que la influencia del rendimiento específico es menos importante que la del parámetro k_0 .

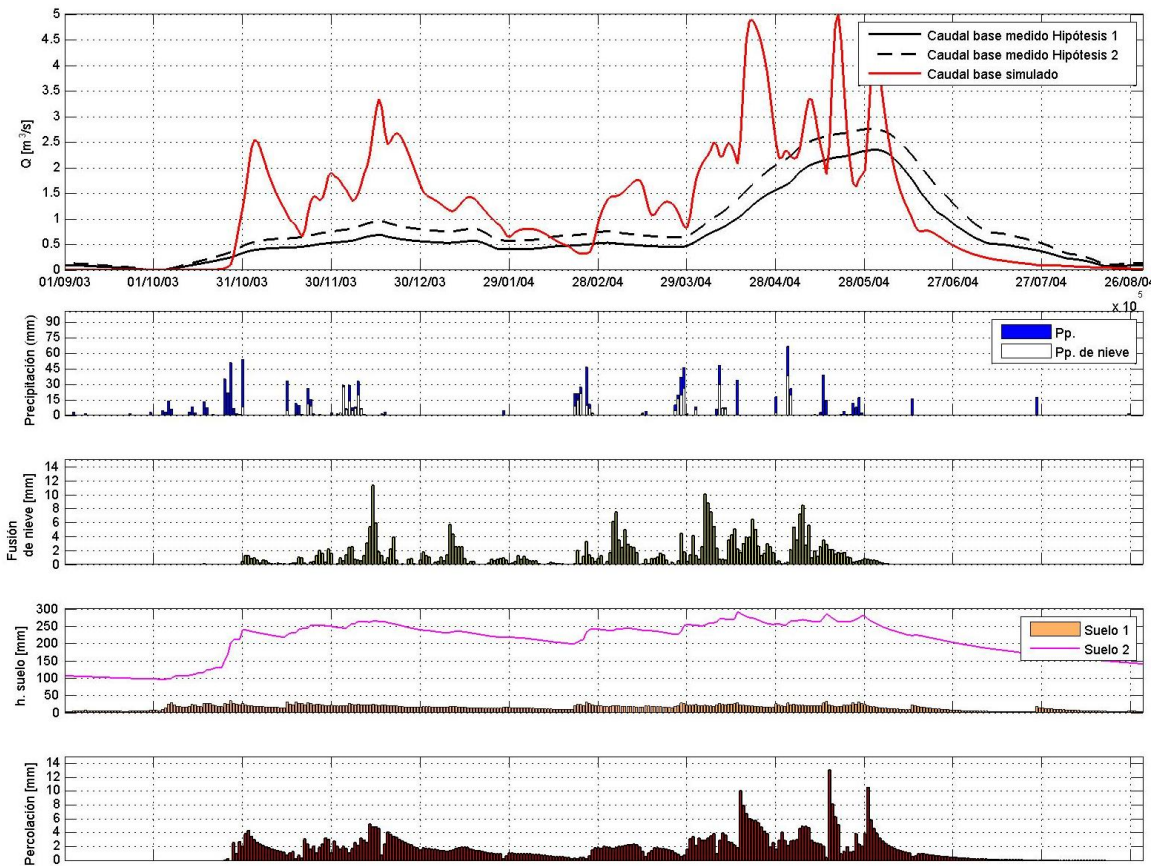


Figura 62; Simulación de calibración n° 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiar.

5.4.1.4 Simulación de calibración 9.

La simulación de calibración n° 9 se ha considerado la mejor de todas las calibraciones debido, no solo a los buenos resultados de ajuste, sino al comportamiento y la relación entre almacenamiento descarga respecto a los datos observados.

Si bien es cierto que para la simulación correspondiente al periodo 2003-2004 la simulación de calibración n° 4 da resultados de ajuste mucho mejores, para el periodo 2001-2002, como se ha explicado, un año de situación climática muy diferente, los ajustes presentan un valor muy bajo. En la Figura 58, en la que se presentan los resultados de ajuste correspondientes a la hipótesis 2 se observa como las simulaciones 7-11 presentan valores similares en cuanto al ajuste para ambos periodos de calibración. Todas estas simulaciones tienen en común el valor de k_0 de 15 días mientras los valores de k_p se han variado entre 3-10 días y el rendimiento específico entre 0.1 y 0.3. La elección de los parámetros de la simulación de calibración n° 9, se corresponde con los resultados obtenidos en las otras subcuencas.

La Figura 63 muestra los resultados de esta simulación para el periodo 2001-2002 en la que se observa un ajuste mayor que en las simulaciones anteriores y un comportamiento de los aportes subterráneos más adecuados tanto para periodos de recarga intensos, como para épocas de solo descarga. En dicha figura se puede observar como existe un buen ajuste con comportamientos de las aportaciones subterráneas muy similares a los caudales base medidos desde el inicio hasta finales de abril, en donde el caudal base simulado tiene un pico superior al caudal base medido. El periodo de recesión posterior presenta un agotamiento ligeramente más lento que los valores medidos en cauce.

Además, en la Figura 64 se expone el histograma correspondiente a la diferencia observado-simulado, se aprecia la sobreestimación del volumen simulado a pesar de la consideración correspondiente a las acequias.

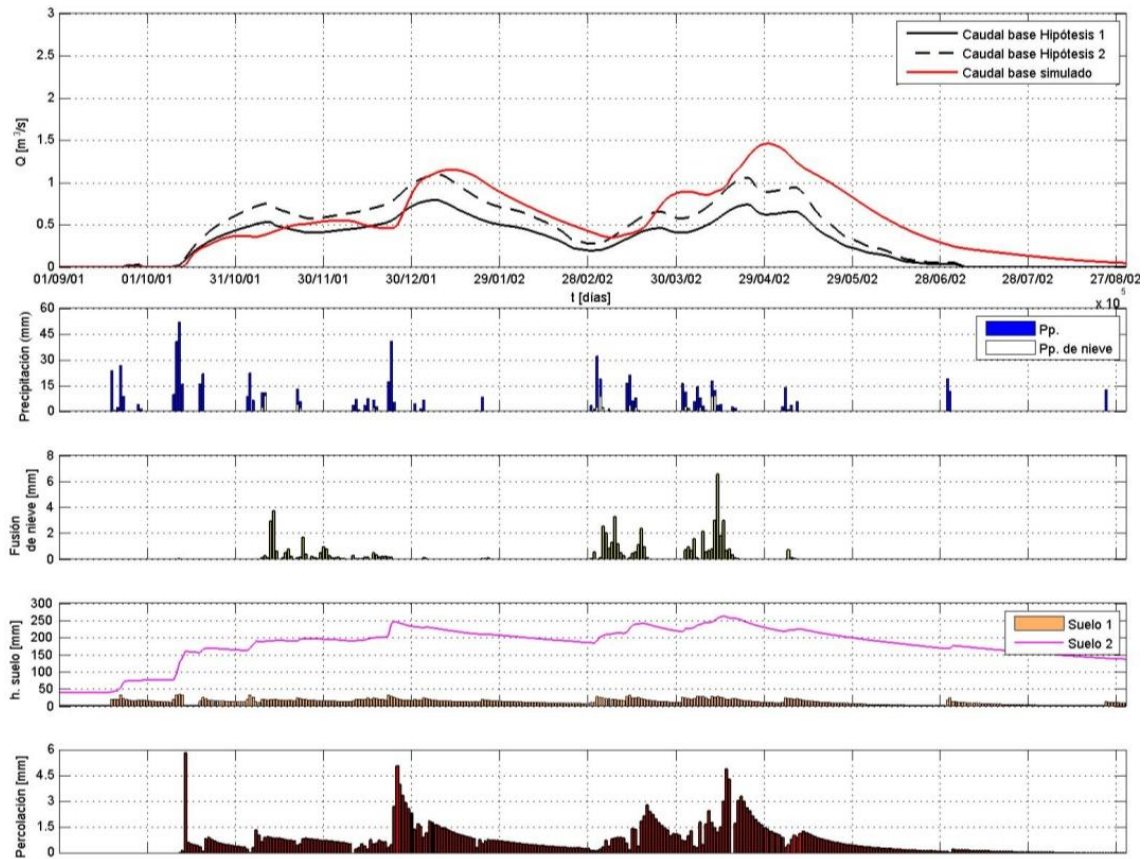


Figura 63; Simulación de calibración n° 9 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Cádjar.

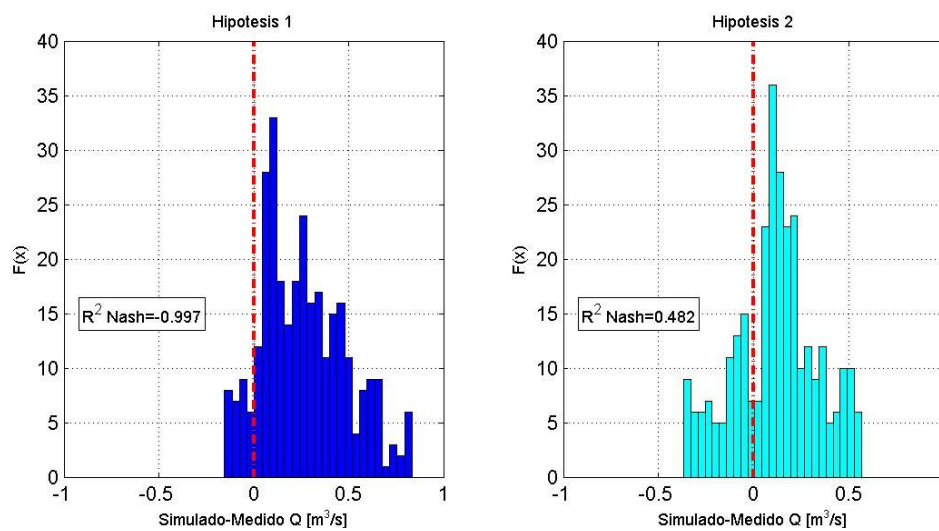


Figura 64; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración n° 9 para el periodo 2001-2002.

En la Figura 65, se muestran los resultados de la simulación 9 para el periodo de calibración 2003-2004, en donde se puede observar el mal ajuste existente entre el 10/11 hasta el 28/02 debido a que los caudales medidos no registran un periodo importante de fusión simulado por el modelo para este intervalo de tiempo.

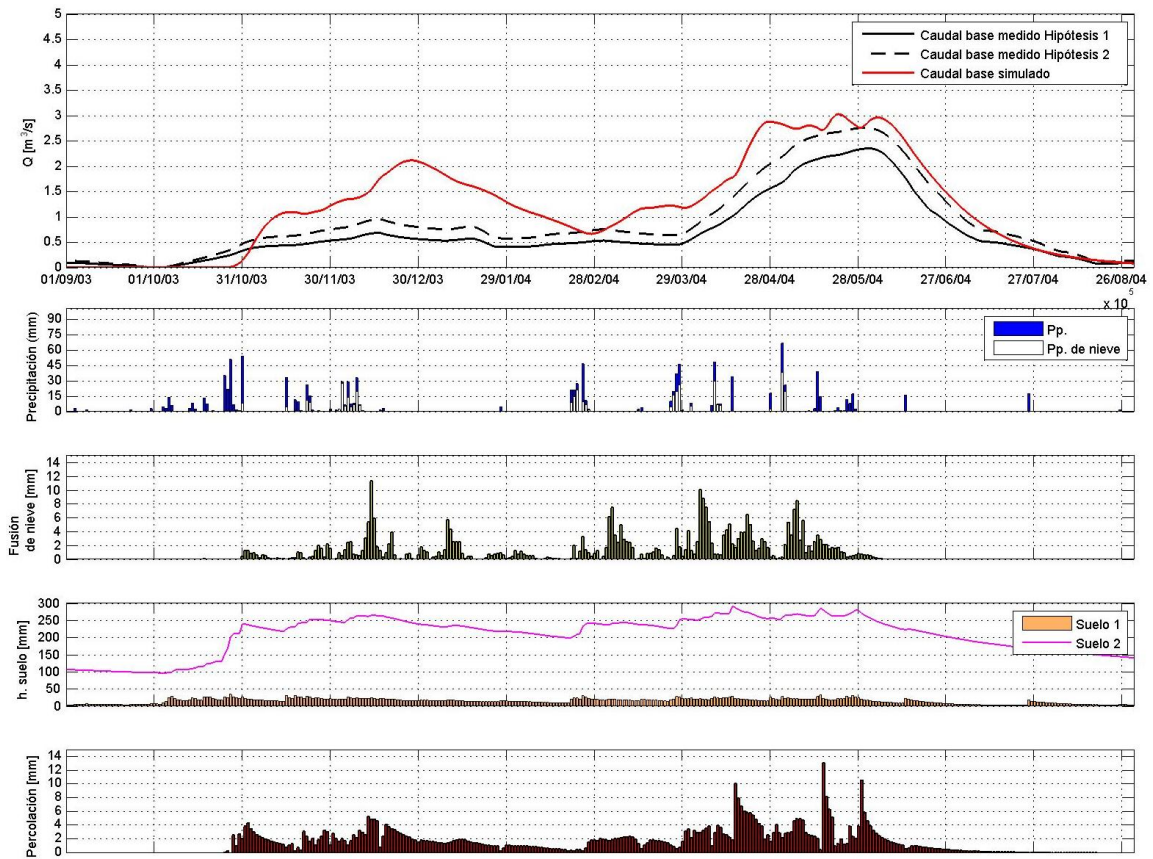


Figura 65; Simulación de calibración n° 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Cádiar.

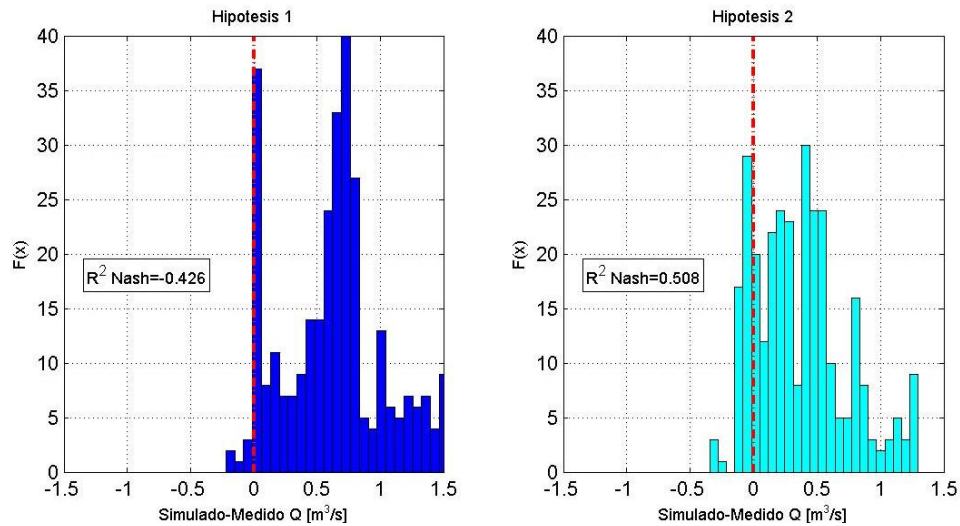


Figura 66; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración n° 9 para el periodo 2003-2004

A partir de esta fecha los resultados simulados, si bien sobreestiman ligeramente los valores correspondientes a la hipótesis 2 de acequias, se ajustan bastante bien con un comportamiento del agotamiento del periodo de recesión estival, muy cercano al comportamiento medido.

En la Figura 66 se pueden observar claramente la sobreestimación de los datos simulados frente a los medidos debido principalmente a un volumen de fusión de nieve no registrado en las estaciones de aforo.

5.4.2 Calibración en la zona acuífera 4

5.4.2.1 Descripción de la calibración

Los datos correspondientes a caudales en el periodo 2001-2002 en la subcuenca de Trevélez no se consideran válidos por la cantidad de anomalías que presentan en sus registros de caudal, por lo que tan solo se contará con el periodo de 2003-2004.

Tal y como describe en el Anejo 4, la subcuenca de Trevélez es, de las estudiadas la que, con diferencia, cuenta con el mayor número de acequias inventariadas. Según esto, las hipótesis planteadas para la calibración correspondiente a la extracción de acequias, y que se aplicarán igual que en el apartado anterior a los caudales superficiales medidos en las estaciones de aforo, son las siguientes:

Hipótesis 1

- 20 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0.5 m³/s.
- 40 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 3.3 m³/s.

Hipótesis 2

- 70 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0.5 m³/s.
- 100 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 3.3 m³/s.

En la figura 63 se muestran cada una de estas hipótesis resultado de la aplicación del filtro seleccionado para la separación del caudal base a partir de los caudales superficiales. Se puede apreciar que, igual que ocurría en la subcuenca de Cádiar para el mismo periodo, existe un periodo intenso de fusión de nieve que se concentra en los meses de abril-junio con aportaciones de caudal importantes.

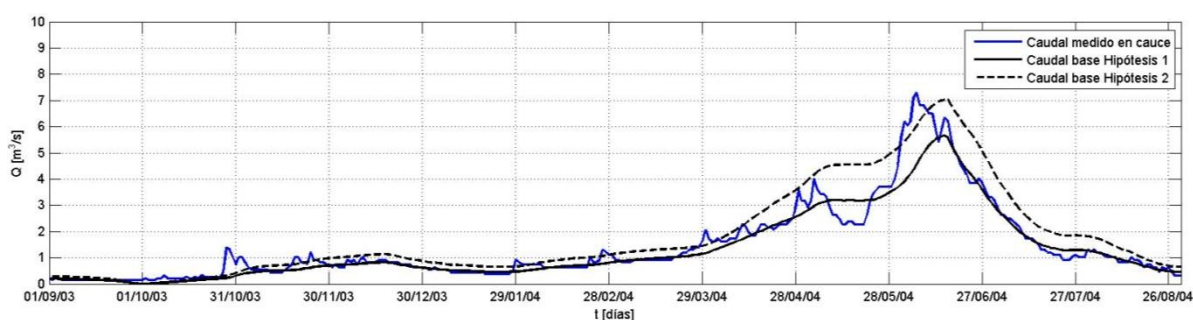


Figura 67; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Trevélez.

Para el proceso de calibración se ha seguido la misma metodología que la seguida en la subcuenca de Cádiar, realizando 40 simulaciones y utilizando la misma secuencia de variación de éstos. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 13 y se exponen de manera gráfica atendiendo a la hipótesis 2, la que mejor ajuste presenta igual que para la subcuenca anterior, según el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe. Como se observa, el proceso de calibración refleja un comportamiento

muy similar al resultado de los ajustes en la subcuenca anterior con los mejores ajustes relacionados con las calibraciones 7-11.

La diferencia principal en este caso radica en la proximidad entre las dos hipótesis establecidas con los datos simulados. Mientras que en la subcuenca de Cádiar el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe mostraba grandes diferencias entre las hipótesis 1 y 2, con un mejor ajuste de la segunda hipótesis, en esta subcuenca, y para el mismo periodo de tiempo considerado, estas diferencias son mucho menores llegando a existir en muchos casos un mejor ajuste en la primera hipótesis.

Tabla 13; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Trevélez. Periodo 2003-2004

ZONA ACUÍFERA 4; SUBCUENCA DE TREVÉLEZ																		
Periodo de calibración	Nº	R ² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático		Nº	R ² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático	
		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2
2003-2004	1	0,502	0,28	0,10	0,68	0,69	0,96	0,93	1,50	21	0,459	0,56	-0,40	0,19	0,83	0,96	0,97	1,18
2003-2004	2	0,564	0,34	0,07	0,65	0,66	0,90	0,87	1,44	22	0,193	0,39	-0,39	0,19	1,01	1,06	1,19	1,38
2003-2004	3	0,664	0,54	-0,23	0,36	0,67	0,82	0,77	1,20	23	0,492	0,58	-0,40	0,19	0,81	0,95	0,94	1,15
2003-2004	4	0,69	0,56	-0,24	0,35	0,65	0,80	0,74	1,17	24	0,207	0,40	-0,39	0,19	1,00	1,05	1,18	1,37
2003-2004	5	0,702	0,57	-0,24	0,34	0,63	0,80	0,72	1,15	25	0,438	0,55	-0,40	0,19	0,85	0,97	0,99	1,19
2003-2004	6	0,651	0,66	-0,39	0,19	0,62	0,88	0,78	1,03	26	0,408	0,53	-0,39	0,19	0,88	0,97	1,02	1,22
2003-2004	7	0,628	0,65	-0,39	0,19	0,66	0,90	0,81	1,05	27	0,408	0,53	-0,39	0,19	0,88	0,97	1,02	1,22
2003-2004	8	0,552	0,60	-0,39	0,19	0,76	0,93	0,88	1,11	28	0,432	0,54	-0,39	0,19	0,86	0,97	1,00	1,20
2003-2004	9	0,638	0,66	-0,39	0,19	0,64	0,89	0,79	1,04	29	0,279	0,45	-0,39	0,19	0,96	1,02	1,12	1,31
2003-2004	10	0,558	0,61	-0,39	0,19	0,75	0,93	0,88	1,11	30	0,052	0,31	-0,39	0,19	1,07	1,11	1,29	1,47
2003-2004	11	0,643	0,66	-0,39	0,19	0,63	0,89	0,79	1,03	31	0,328	0,48	-0,39	0,19	0,93	1,00	1,08	1,28
2003-2004	12	0,561	0,61	-0,39	0,19	0,75	0,92	0,88	1,11	32	0,206	0,40	-0,39	0,19	1,00	1,05	1,18	1,37
2003-2004	13	0,511	0,59	-0,39	0,19	0,79	0,95	0,92	1,13	33	0,145	0,36	-0,39	0,19	1,03	1,07	1,22	1,41
2003-2004	14	0,502	0,58	-0,39	0,19	0,80	0,95	0,93	1,14	34	-0,05	0,24	-0,39	0,19	1,11	1,15	1,36	1,54
2003-2004	15	0,384	0,51	-0,39	0,19	0,89	0,98	1,04	1,24	35	0,458	0,55	-0,39	0,19	0,84	0,96	0,97	1,18
2003-2004	16	0,495	0,58	-0,40	0,19	0,80	0,95	0,94	1,14	36	0,157	0,37	-0,39	0,19	1,03	1,08	1,21	1,41
2003-2004	17	0,445	0,55	-0,40	0,19	0,85	0,96	0,98	1,19	37	0,008	0,28	-0,39	0,20	1,09	1,14	1,32	1,50
2003-2004	18	0,267	0,44	-0,39	0,19	0,97	1,03	1,13	1,33	38	-0,05	0,24	-0,39	0,20	1,11	1,16	1,35	1,54
2003-2004	19	0,478	0,57	-0,40	0,19	0,82	0,96	0,95	1,16	39	-0,46	0,00	-0,38	0,20	1,24	1,30	1,60	1,77
2003-2004	20	0,281	0,45	-0,39	0,19	0,96	1,02	1,12	1,32	40	-0,44	0,01	-0,38	0,20	1,24	1,29	1,59	1,77

De la misma manera que en el caso de la subcuenca de Cádiar, valores extremos de los parámetros de k_0 y k_p ocasionan un mal ajuste por las mismas razones que las expuestas en el apartado anterior. Valores altos de dichos parámetros muestran un comportamiento excesivamente lento en las aportaciones y parámetros muy altos reflejan bien el comportamiento del depósito de respuesta lenta cuando cesa la recarga pero dan valores excesivamente altos en épocas de recarga por infiltración profunda intensas.

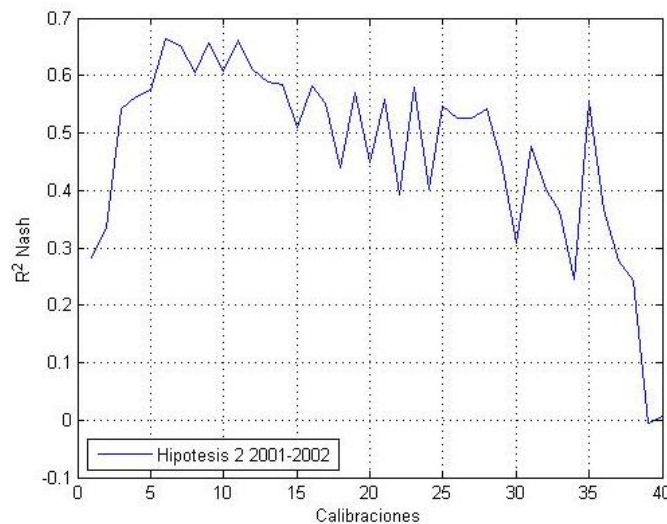


Figura 68; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 de extracción para el periodo de calibración 2001-2002, en la subcuenca de Trevélez.

A continuación se exponen los resultados correspondientes a la calibración n° 9 en donde se ha utilizado la siguiente configuración de parámetros (días); $k_0 = 15$, $k_1 = 10$, $k_p = 5$, $k_2 = 22$, con rendimientos específicos iguales para los dos depósitos con valor 0.3.

5.4.2.2 Simulación de calibración 9.

Como aprecia en la Figura 69, el caudal base es mínimo pero constante durante todo el año, con caudales próximos a $1 \text{ m}^3/\text{s}$, debido principalmente a una recarga continuada procedente de la fusión de la nieve.

Es importante señalar que, a diferencia de la subcuenca anterior, el periodo de fusión se prolonga más en el tiempo, llegando hasta mediados de junio mientras que en la subcuenca de Cádiar, la fusión cesa a finales de mayo. Esto es debido principalmente a la mayor superficie en altura existente en la subcuenca de Trevélez, en donde existe una mayor acumulación de nieve. Esto es importante porque mantiene un proceso de recarga y de aportaciones superficiales generando una “recesión nival” que desvirtúa la relación almacenamiento-descarga. Este periodo de recesión nival no serviría para calibrar las aportaciones subterráneas.

Los resultados modelados muestran una clara sobreestimación del caudal en la parte inicial del año hidrológico correspondiente a los meses de noviembre-enero en torno a un caudal medio de $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Esta sobreestimación se produce principalmente por una recarga inicial desde el suelo correspondiente a un evento a finales de noviembre. A partir del mes de marzo, los caudales simulados por el modelo de aportaciones subterráneas se acercan mucho a los caudales base considerados a partir de la hipótesis 1 de extracción, por lo que podríamos concluir que esta hipótesis es la que mejor representa las condiciones de extracción de recursos de la subcuenca. Si bien para la subcuenca de Cádiar, la hipótesis que mejor se ajustaba era en todos los casos la hipótesis 2, con mayor volumen de extracción, se ha de tener en cuenta que los caudales son mucho mayores en la subcuenca de Trevélez y, pese a existir mayor intervención en el sistema (mayor número de acequias), puede existir un límite en esta extracción a partir del cual no es posible la continuación de ésta. En este caso concreto se observa que, en periodo de riego, y cuando los caudales superan un determinado umbral (entre $2\text{-}3 \text{ m}^3/\text{s}$), la extracción se aproxima al 40% de los datos medidos con un máximo de $3.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

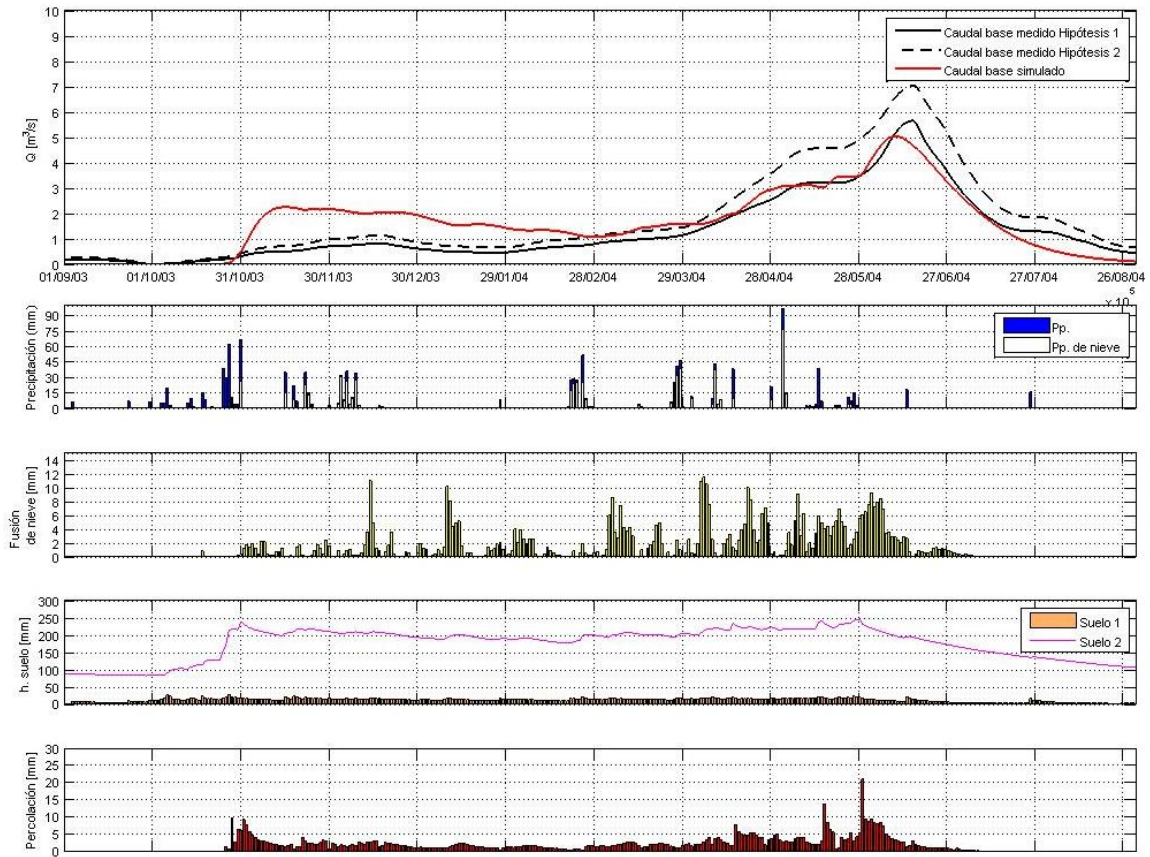


Figura 69; Simulación de calibración n° 40 correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Trevélez.

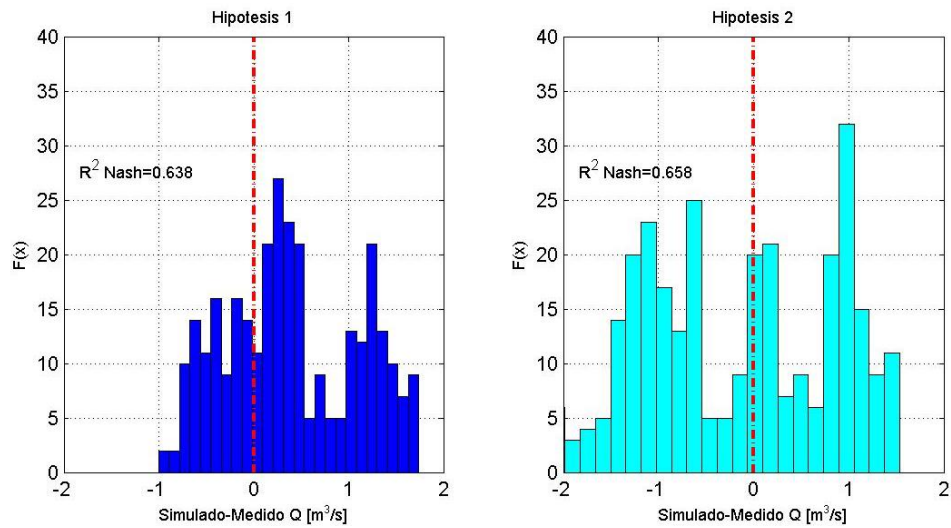


Figura 70; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración n° 9 para el periodo 2003-2004.

5.4.3 Calibración en la zona acuífera en la zona acuífera 10

5.4.3.1 Descripción de la calibración

Como ha quedado claro en el estudio de recesión, la subcuenca de Lanjarón presenta particularidades que la diferencian e las subcuencas anteriores. Por un lado, su situación geográfica la sitúa en la vertiente más occidental de la Alpujarra con respecto a Cádiar y Trevélez y, por otro tiene unas características geomorfológicas claramente diferentes a éstas y un área relativa situada por encima de los 2000 metros mucho menor que las anteriores, por lo que la acumulación de nieve es mucho menor. Todo esto se traduce en unas aportaciones de respuesta más rápida que las anteriores, menor inercia en el comportamiento de los caudales y un volumen de total de recursos menor.

La subcuenca de Lanjarón cuenta con 9 acequias importantes inventariadas y con un caudal máximo estimado a partir de este inventario de 1.6 m³/s. Según esto, las hipótesis planteadas para la calibración correspondiente a la extracción de acequias son las siguientes:

Hipótesis 1

- 20 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0.7 m³/s.
- 40 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0.9 m³/s.

Hipótesis 2

- 70 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0,7 m³/s.
- 100 % del caudal del río se extrae aguas arriba de la estación de Narila en periodo de careo, con un máximo de 0,9 m³/s.

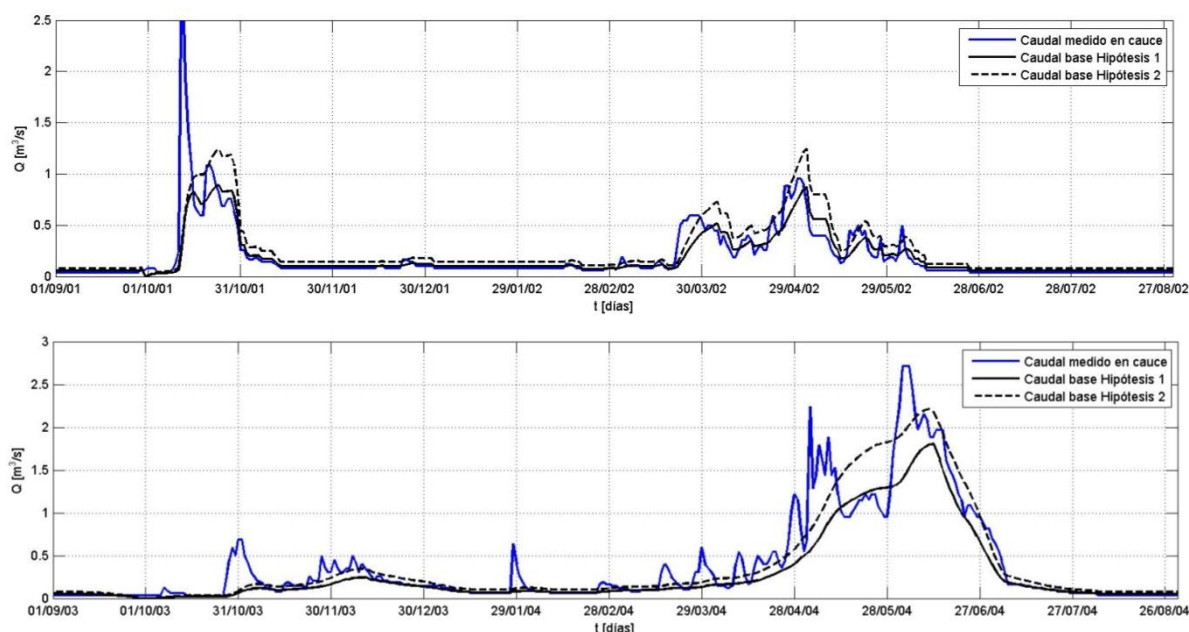


Figura 71; Caudales medidos en cauce y caudales base considerados en calibración para las dos hipótesis de extracción. Lanjarón.

A pesar de este número menor de acequias registradas en Lanjarón, la incidencia que estas tienen sobre el régimen natural de caudales es muy importante. Como se observa en la figura 62, los caudales registrados muestran pulsos de caudal correspondientes a las avenidas y extensos periodos de caudal prácticamente nulo.

El las 40 simulaciones correspondientes al periodo de calibración se observa un comportamiento similar al analizado en la subcuenca de Trevélez y de Cádiar. Mientras que para el año seco correspondiente al periodo 2001-2002 los mejores ajustes se relacionan con la hipótesis 2 de extracción de acequias, el periodo 2002-2003 presenta mejores valores de ajuste con respecto a la hipótesis 1, debido principalmente al periodo en donde se producen las mayores aportaciones de fusión de nieve.

Tabla 14; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Lanjarón. Periodo 2001-2002

ZONA ACUÍFERA 10; SUBCUENCA DE LANJARÓN																		
Periodo de calibración	Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático		Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático	
		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2
2001-2002	1	0,078	0,10	-0,01	0,06	0,11	0,14	0,15	0,21	21	0,033	0,69	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,15	0,12
2001-2002	2	0,167	0,16	-0,02	0,05	0,10	0,14	0,14	0,20	22	-0,37	0,46	-0,06	0,01	0,10	0,10	0,18	0,16
2001-2002	3	0,243	0,42	-0,05	0,02	0,10	0,11	0,13	0,17	23	0,034	0,70	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,15	0,12
2001-2002	4	0,298	0,46	-0,05	0,02	0,09	0,11	0,13	0,16	24	-0,37	0,46	-0,06	0,01	0,10	0,10	0,18	0,16
2001-2002	5	0,315	0,47	-0,05	0,02	0,09	0,10	0,13	0,16	25	-0,07	0,64	-0,06	0,01	0,09	0,09	0,16	0,13
2001-2002	6	0,327	0,77	-0,06	0,01	0,08	0,07	0,12	0,10	26	-0,19	0,59	-0,06	0,01	0,09	0,09	0,17	0,14
2001-2002	7	0,314	0,76	-0,06	0,01	0,08	0,07	0,13	0,11	27	-0,19	0,59	-0,06	0,01	0,09	0,09	0,17	0,14
2001-2002	8	0,24	0,72	-0,06	0,01	0,09	0,07	0,13	0,11	28	-0,19	0,59	-0,06	0,01	0,09	0,09	0,17	0,14
2001-2002	9	0,314	0,76	-0,06	0,01	0,08	0,07	0,13	0,11	29	-0,45	0,44	-0,06	0,01	0,10	0,10	0,18	0,16
2001-2002	10	0,24	0,72	-0,06	0,01	0,09	0,07	0,13	0,11	30	-0,77	0,24	-0,06	0,01	0,10	0,12	0,20	0,19
2001-2002	11	0,314	0,76	-0,06	0,01	0,08	0,07	0,13	0,11	31	-0,55	0,39	-0,06	0,01	0,10	0,11	0,19	0,17
2001-2002	12	0,24	0,72	-0,06	0,01	0,09	0,07	0,13	0,11	32	-0,8	0,24	-0,06	0,01	0,10	0,12	0,20	0,19
2001-2002	13	0,154	0,73	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,14	0,11	33	-0,94	0,16	-0,06	0,01	0,11	0,12	0,21	0,20
2001-2002	14	0,118	0,71	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,14	0,12	34	-1,25	-0,02	-0,06	0,01	0,12	0,13	0,23	0,22
2001-2002	15	-0,02	0,63	-0,06	0,01	0,09	0,09	0,15	0,13	35	-0,35	0,50	-0,06	0,01	0,09	0,10	0,18	0,15
2001-2002	16	0,022	0,68	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,15	0,12	36	-1,06	0,08	-0,06	0,01	0,11	0,13	0,22	0,21
2001-2002	17	0,021	0,68	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,15	0,12	37	-1,41	-0,12	-0,06	0,02	0,12	0,14	0,24	0,23
2001-2002	18	-0,23	0,53	-0,06	0,01	0,09	0,10	0,17	0,15	38	-1,6	-0,23	-0,05	0,02	0,13	0,15	0,24	0,24
2001-2002	19	0,021	0,68	-0,06	0,01	0,09	0,08	0,15	0,12	39	-2,23	-0,60	-0,05	0,02	0,14	0,16	0,27	0,27
2001-2002	20	-0,23	0,53	-0,06	0,01	0,09	0,10	0,17	0,15	40	-2,23	-0,60	-0,05	0,02	0,14	0,16	0,27	0,27

Tabla 15; Parámetros utilizados en la calibración en la subcuenca de Lanjarón. Periodo 2003-2004

ZONA ACUÍFERA 10; SUBCUENCA DE LANJARÓN																		
Periodo de calibración	Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático		Nº	R² Nash.		Error medio		Error medio absoluto		Error medio cuadrático	
		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2		H1	H2	H1	H2	H1	H2	H1	H2
2003-2004	1	0,346	0,28	-0,02	0,13	0,39	0,47	0,52	0,66	21	0,572	0,62	-0,18	-0,03	0,34	0,38	0,42	0,48
2003-2004	2	0,377	0,31	-0,03	0,12	0,38	0,46	0,51	0,65	22	0,468	0,54	-0,18	-0,03	0,38	0,40	0,47	0,53
2003-2004	3	0,499	0,48	-0,13	0,02	0,38	0,43	0,45	0,57	23	0,572	0,62	-0,18	-0,03	0,34	0,38	0,42	0,48
2003-2004	4	0,516	0,49	-0,13	0,02	0,38	0,43	0,45	0,56	24	0,468	0,54	-0,18	-0,03	0,38	0,40	0,47	0,53
2003-2004	5	0,522	0,50	-0,13	0,02	0,38	0,43	0,44	0,56	25	0,543	0,60	-0,18	-0,03	0,35	0,39	0,43	0,50
2003-2004	6	0,658	0,67	-0,18	-0,03	0,32	0,35	0,38	0,45	26	0,514	0,57	-0,18	-0,03	0,36	0,39	0,45	0,51
2003-2004	7	0,65	0,67	-0,18	-0,03	0,32	0,35	0,38	0,45	27	0,514	0,57	-0,18	-0,03	0,36	0,39	0,45	0,51
2003-2004	8	0,623	0,65	-0,18	-0,03	0,33	0,36	0,39	0,46	28	0,514	0,57	-0,18	-0,03	0,36	0,39	0,45	0,51
2003-2004	9	0,65	0,67	-0,18	-0,03	0,32	0,35	0,38	0,45	29	0,453	0,53	-0,18	-0,03	0,38	0,41	0,48	0,54
2003-2004	10	0,623	0,65	-0,18	-0,03	0,33	0,36	0,39	0,46	30	0,378	0,48	-0,18	-0,02	0,40	0,42	0,51	0,57
2003-2004	11	0,65	0,67	-0,18	-0,03	0,32	0,35	0,38	0,45	31	0,43	0,51	-0,18	-0,03	0,39	0,41	0,49	0,55
2003-2004	12	0,623	0,65	-0,18	-0,03	0,33	0,36	0,39	0,46	32	0,379	0,48	-0,18	-0,03	0,40	0,42	0,51	0,57
2003-2004	13	0,607	0,64	-0,18	-0,03	0,33	0,37	0,40	0,47	33	0,35	0,46	-0,18	-0,02	0,40	0,42	0,52	0,58
2003-2004	14	0,595	0,63	-0,18	-0,03	0,33	0,37	0,41	0,47	34	0,286	0,41	-0,17	-0,02	0,42	0,43	0,54	0,60
2003-2004	15	0,555	0,60	-0,18	-0,03	0,35	0,38	0,43	0,49	35	0,474	0,54	-0,18	-0,03	0,38	0,40	0,47	0,53
2003-2004	16	0,568	0,61	-0,18	-0,03	0,35	0,38	0,42	0,49	36	0,32	0,44	-0,17	-0,02	0,41	0,42	0,53	0,59
2003-2004	17	0,568	0,61	-0,18	-0,03	0,35	0,38	0,42	0,49	37	0,251	0,39	-0,17	-0,02	0,43	0,44	0,56	0,61
2003-2004	18	0,502	0,57	-0,18	-0,03	0,37	0,39	0,45	0,52	38	0,212	0,36	-0,17	-0,02	0,43	0,44	0,57	0,63
2003-2004	19	0,568	0,61	-0,18	-0,03	0,35	0,38	0,42	0,49	39	0,071	0,26	-0,17	-0,02	0,46	0,47	0,62	0,67
2003-2004	20	0,502	0,57	-0,18	-0,03	0,37	0,39	0,45	0,52	40	0,07	0,26	-0,17	-0,02	0,46	0,47	0,62	0,67

Atendiendo a los diferentes parámetros utilizados en la calibración se puede observar un comportamiento muy similar al descrito en los apartados anteriores, encontrando como más apropiada la simulación de calibración nº 9. Es interesante observar como los errores son en este

caso muy inferiores a los registrados en las calibraciones anteriores, lo que refleja un buen comportamiento del modelo bajo diferentes condiciones de caudales.

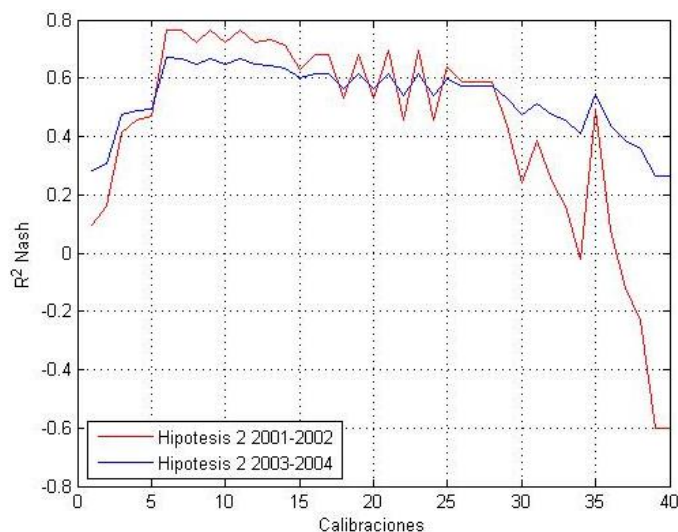


Figura 72; Resultados del ajuste correspondientes a la hipótesis 2 en la subcuenca de Lanjarón.

5.4.3.2 Simulación de calibración 9.

En la simulación de calibración n° 9 correspondiente al periodo 2001-2002 se observan las diferencias en cuanto a caudales en comparación con las otras subcuencas (Figura 73). A pesar de la similitud en los eventos registrados con las otras subcuencas, las aportaciones son menores debido a la menor superficie de la subcuenca de Lanjarón. Los caudales simulados coinciden con los mínimos caudales registrados durante casi todo el año debido principalmente a pequeñas recargas por fusión que se realizan de manera continuada y la ocurrencia de eventos poco importantes. Además, los volúmenes simulados en el periodo de máximas aportaciones por fusión de nieve, abril –mayo, presentan un buen ajuste con respecto a los datos registrados.

Para el periodo 2003-2004 se observa una ligera sobreestimación de los datos medidos en cauce en torno a unos 0.5 m³/s (Figura 75), debido a unas mayores aportaciones de fusión de nieve. Sin embargo, cuando llega el periodo de máximas aportaciones por fusión los valores simulados se ajustan mejor a la hipótesis 1 de extracción de acequias.

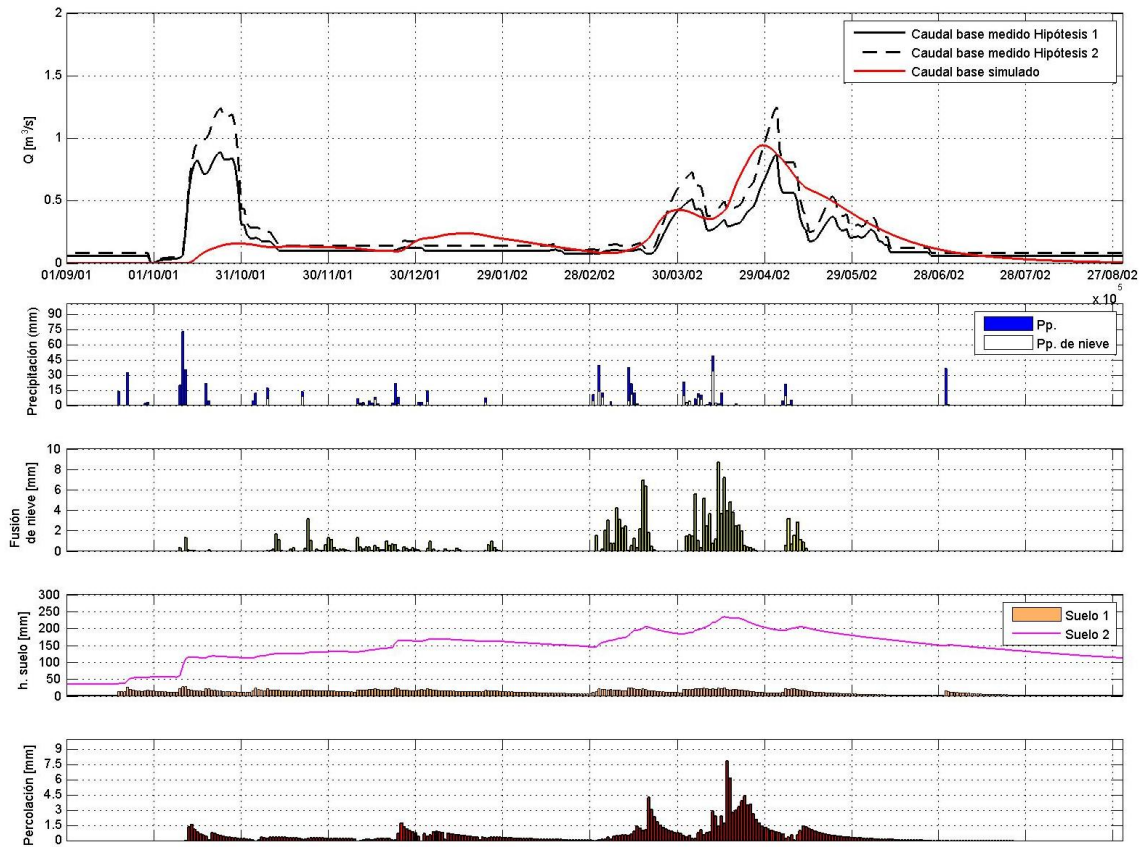


Figura 73; Simulación de calibración n° 9 correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Lanjarón.

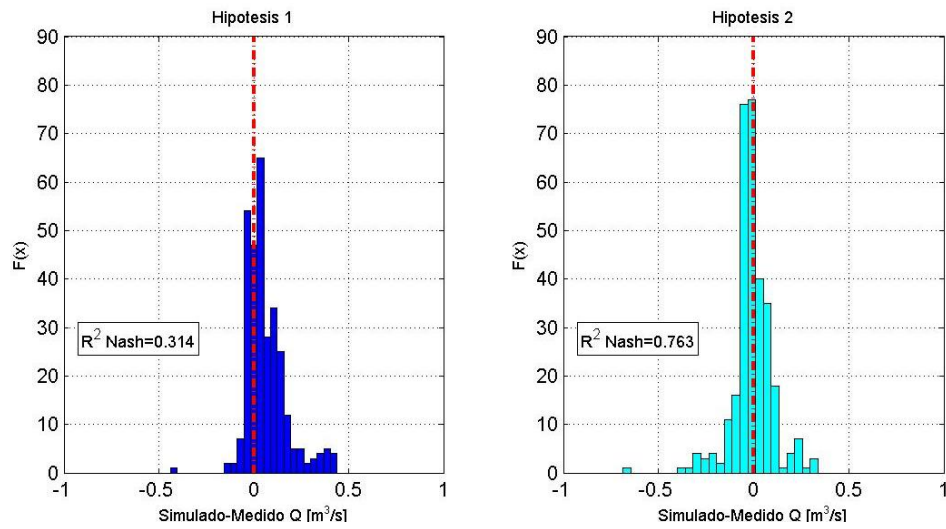


Figura 74; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración n° 9 para el periodo 2001-2002 en la zona acuífera n° 10.

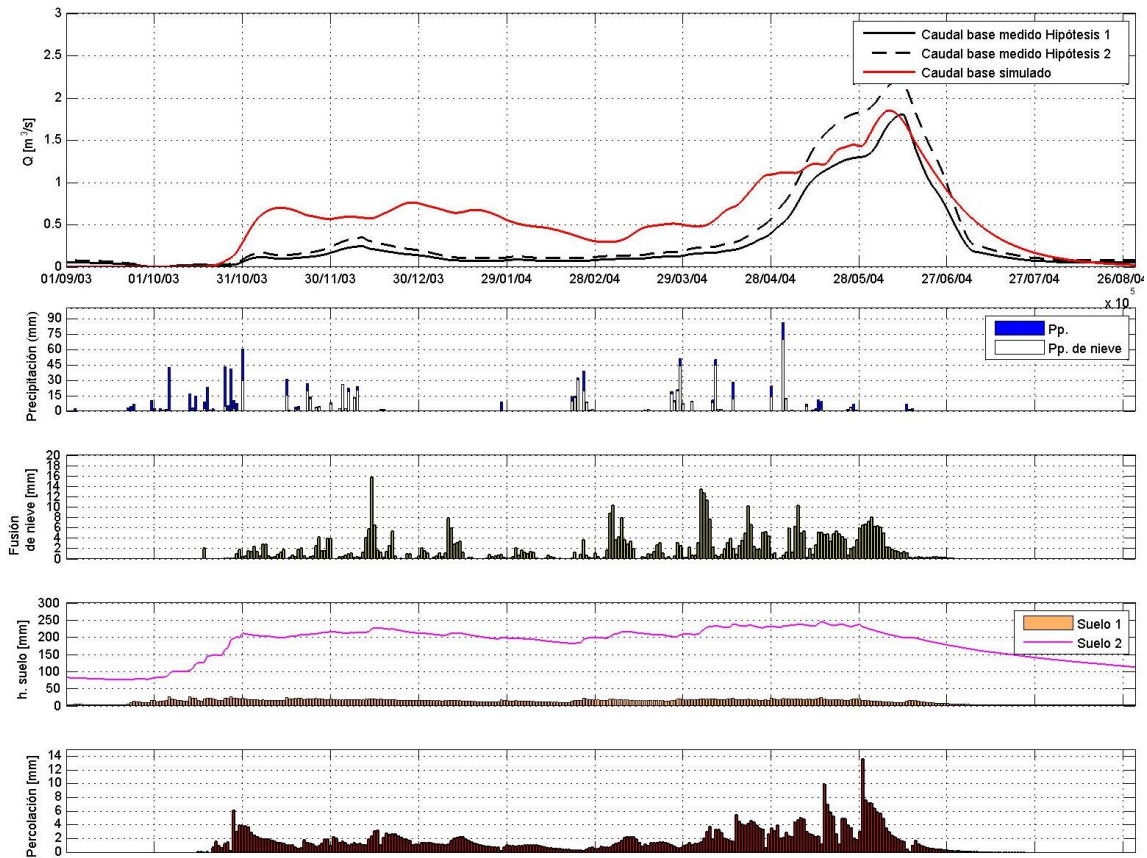


Figura 75; Simulación de calibración n° 9 correspondiente al periodo 2003-2004 en la zona acuífera n° 10.

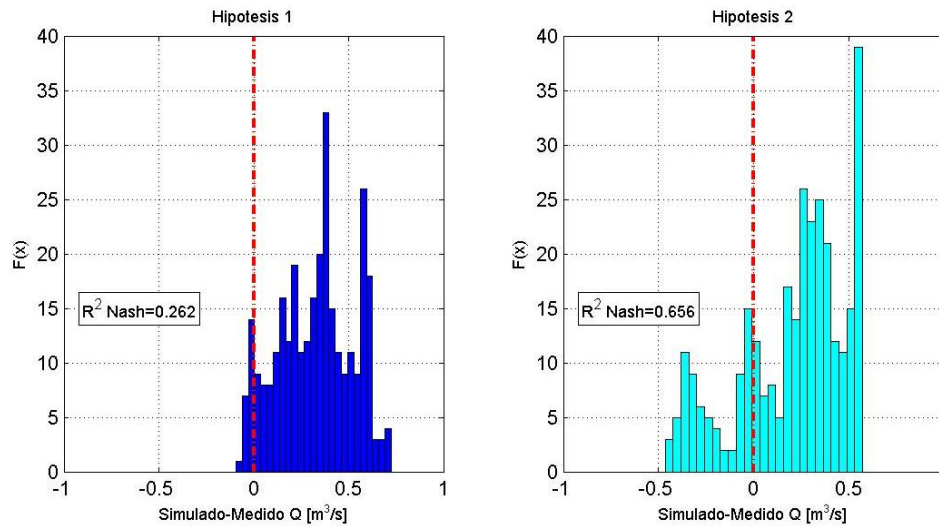


Figura 76; Histograma de de la diferencia simulados/medidos y ajuste de Nash-Sutcliffe correspondiente a la simulación de calibración n° 9 para el periodo 2003-2004 en la zona acuífera n° 10.

5.4.4 Conclusiones del periodo de calibración

En el proceso de calibración se han ido ajustando los parámetros a partir de los resultados obtenidos en cada una de las simulaciones realizadas, en donde se han comparado con los datos

registrados en Narila, Trevélez y Cádiar. Los valores que más se ajustan, y que serán utilizados en las simulaciones de validación, se muestran en la tabla 16.

Tabla 16; Parámetros utilizados en el periodo de calibración

	k_0 (días)	k_1 (días)	k_p (días)	k_2 (días)	S_{yr} (días)	S_{y1} (días)
Cádiar	15	7	5	17	0,3	0,3
Trevélez	15	10	5	22	0,3	0,3
Lanjarón	15	10	5	10	0,3	0,3

Los valores de rendimiento específico son superiores a los estimados por diferentes autores para materiales esquistosos o fracturados que los fijaban entre 0.01% (Sanders, 1996) y 0.26 % (Domenico y Schwartz, 1990), pero deben entenderse como valores efectivos de estos parámetros, que incluyen por tanto los efectos de la escala a la que se han definido las entradas y el propio acuífero.

5.5 Validación

Una vez completado el estudio de recesión, en el que se han identificado los diferentes coeficientes de almacenamiento que resumen relación almacenamiento-descarga del sistema estudiado, zonas acuíferas pertenecientes al sistema acuífero de Sierra Nevada, y realizado el proceso de calibración en puntos de cierre de estas zonas acuíferas con el sistema de aportes subterráneas incorporado en el modelo global distribuido WiM-Med, se procede a su validación en el punto de control de Órgiva, que cierra una subcuenca muy amplia correspondiente a una superficie importante de la cuenca del río Guadalfeo.



Figura 77; Datos de caudales disponibles en la estación de Órgiva.

Esta subcuenca de validación, incluye por tanto, cinco zonas acuíferas de las cuales tan solo dos han sido incluidas en el proceso de calibración. Esto exige aproximar los datos calibrados para dichas zonas acuíferas hacia otras que presentan las mismas características en la relación almacenamiento-descarga por estar formadas por los mismos materiales.

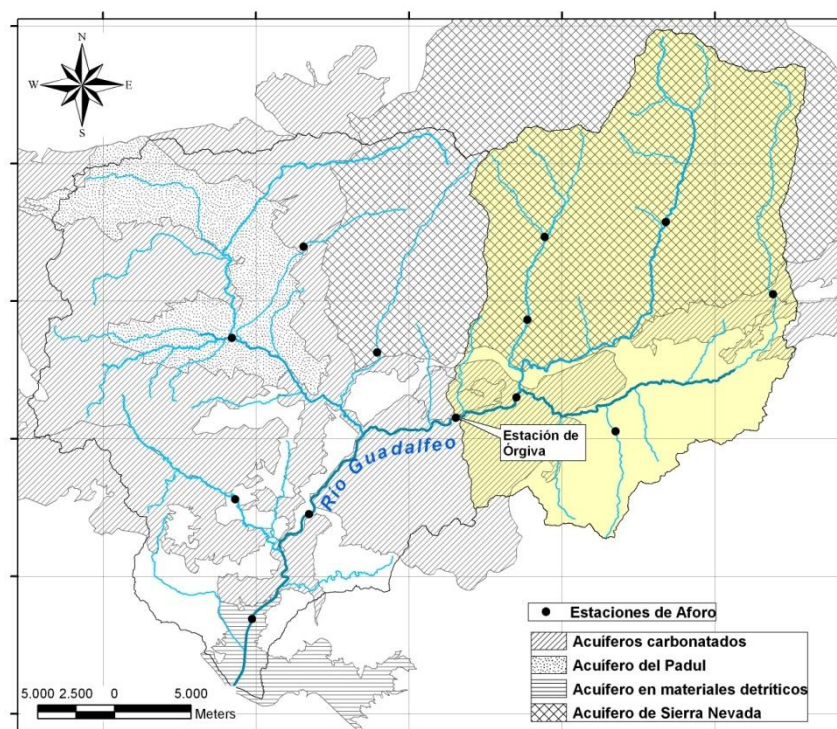


Figura 78; Localización de la estación de aforo de Órgiva y extensión de la subcuenca simulada en el periodo de validación.

En la Figura 78 se expone la subcuenca simulada y los diferentes acuíferos existentes. Como se ha explicado en el apartado anterior, en el proceso de selección de las zonas acuíferas incorporadas en el modelo global de forma agregada, se han tenido en cuenta los acuíferos existentes además del tipo de materiales que lo forman. En la subcuenca determinada por el punto de cierre de Órgiva, se han considerado 5 zonas acuíferas con aportaciones, y por tanto con puntos de desagüe, anteriores al puente de Órgiva.

Con el fin de validar los resultados obtenidos con la calibración se han realizado cuatro simulaciones correspondientes a cuatro años en donde quedan de manifiesto las diferencias tanto en la cantidad de precipitación anual como en su reparto a lo largo del año, 01/02, 02/03, 03/04, 04/05 contando como fecha inicial el primero de septiembre.

En estas simulaciones se han obtenido como resultados las aportaciones incluyendo los diferentes procesos simulados con el modelo WiM-Med, es decir, teniendo en cuenta la circulación en ladera, la circulación en cauce principal y las aportaciones en forma de caudal lateral procedente del suelo, incorporando los caudales procedentes de la suma de las respuestas rápida y lenta de los acuíferos y comparando estos resultados con los caudales medidos en Órgiva.

Por otra parte, el proceso de validación se ha realizado en dos escalas temporales diferentes. En primer lugar, y de igual manera que en el procedimiento de calibración, se han realizado simulaciones anuales correspondientes al periodo comprendido entre 01/09 al 30/08 del año siguiente. Con el fin de validar el modelo de aportaciones subterráneas a escala de evento, se realizará una simulación en Órgiva para un evento del que se tienen datos a escala horaria correspondiente a los días 16/03/2003 al 06/04/2003 que cuenta con varios pulsos de precipitación, configurando el modelo y en particular, el caudal base, para las condiciones iniciales observadas.

5.5.1 Escala anual en Órgiva

La simulación consecutiva de cuatro años de diferentes en los que se manifiestan diferentes condiciones meteorológicas permite valorar las respuestas simuladas por los procesos considerados en el modelo WiM-Med. El volumen simulado en todos los casos es siempre superior al medido.

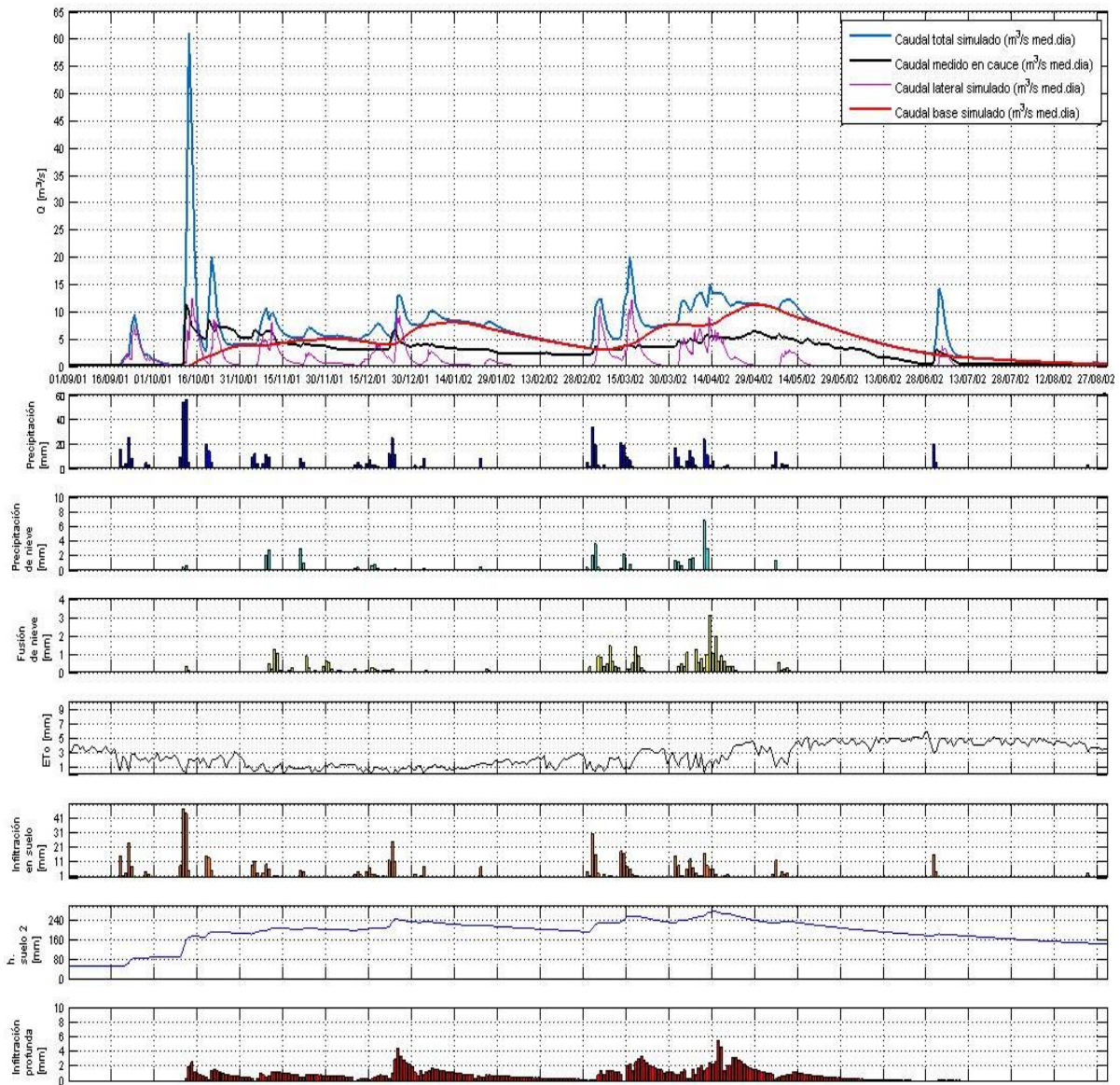


Figura 79; Simulación de validación correspondiente al periodo 2001-2002 en la subcuenca de Órgiva.

La simulación correspondiente al año 2001-2002 (Figura 79) muestra una clara sobreestimación de los caudales simulados para casi todo el año. Como se puede observar en la figura, los resultados de las aportaciones subterráneas de caudal base, en rojo, tienen un buen ajuste con respecto los datos medidos hasta el 20 de diciembre, cuando se produce un evento de tres días con una precipitación media máxima para la subcuenca de Órgiva de 20 mm. A partir de este punto se produce un pulso de recarga importante hacia la zona saturada del suelo sobreestimando considerablemente los datos observados en cauce, que permanecen relativamente constantes durante casi dos meses después del mencionado evento a pesar de no existir eventos durante este tiempo. A finales de febrero los

caudales medidos y simulados vuelven a coincidir. A partir de este punto, se producen periodos de fusión intensas que elevan el caudal simulado casi $5 \text{ m}^3/\text{s}$ por encima de los datos medidos.

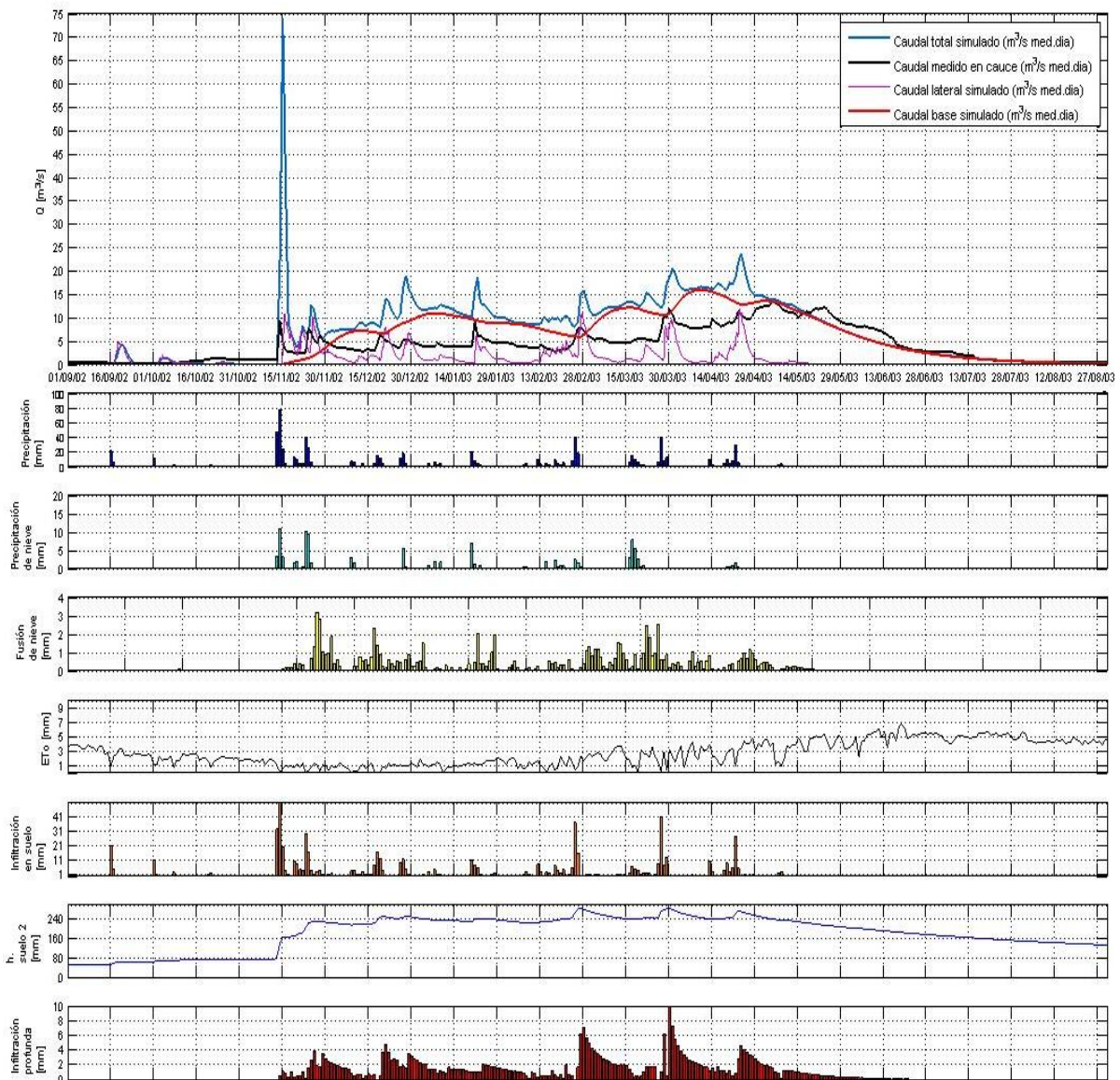


Figura 80; Simulación de validación correspondiente al periodo 2002-2003 en la subcuenca de Órgiva.

El periodo 2002-2003 presenta unas condiciones iniciales bastante diferentes que el periodo anterior con la ocurrencia de dos grandes eventos que dejan importantes cantidades volúmenes de nieve entre el 14 y el 25 de noviembre. A partir de esta fecha, se produce un incremento en las temperaturas que desencadena periodos de fusión de nieve intensos, lo que produce la saturación del suelo y una recarga importante de la zona saturada. A partir de esta fecha la sobreestimación del caudal base es prácticamente constante en torno a $5 \text{ m}^3/\text{s}$. Hay que destacar el adelanto simulado en la recesión correspondiente al periodo estival y la diferencia con los datos medidos en donde se observan curvas excesivamente cóncavas correspondientes a procesos de recarga.

Estas diferencias observadas son aún mayores en la simulación correspondiente al periodo 2004-2005, en donde la acumulación de nieve es mayor y, por lo tanto, el valor correspondiente a fusión de nieve. La sobreestimación del caudal base tiene lugar a partir de la sucesión de diferentes eventos a finales del mes de octubre y continúa ascendiendo debido a la ocurrencia de eventos posteriores y

de pequeñas aportaciones producidas por fusión de nieve. El caudal simulado llega a alcanzar unas diferencias de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ con respecto a los datos observados. Es importante destacar que, de la misma manera que ocurría en el periodo 2001-2002, se registran aproximadamente 2 meses de caudales constantes, en torno a $4 \text{ m}^3/\text{s}$ a pesar de no existir ningún evento durante este periodo. A partir del 28 de febrero comienza el periodo de fusión intensa que aporta grandes volúmenes de agua durante los meses de marzo, abril y mayo.

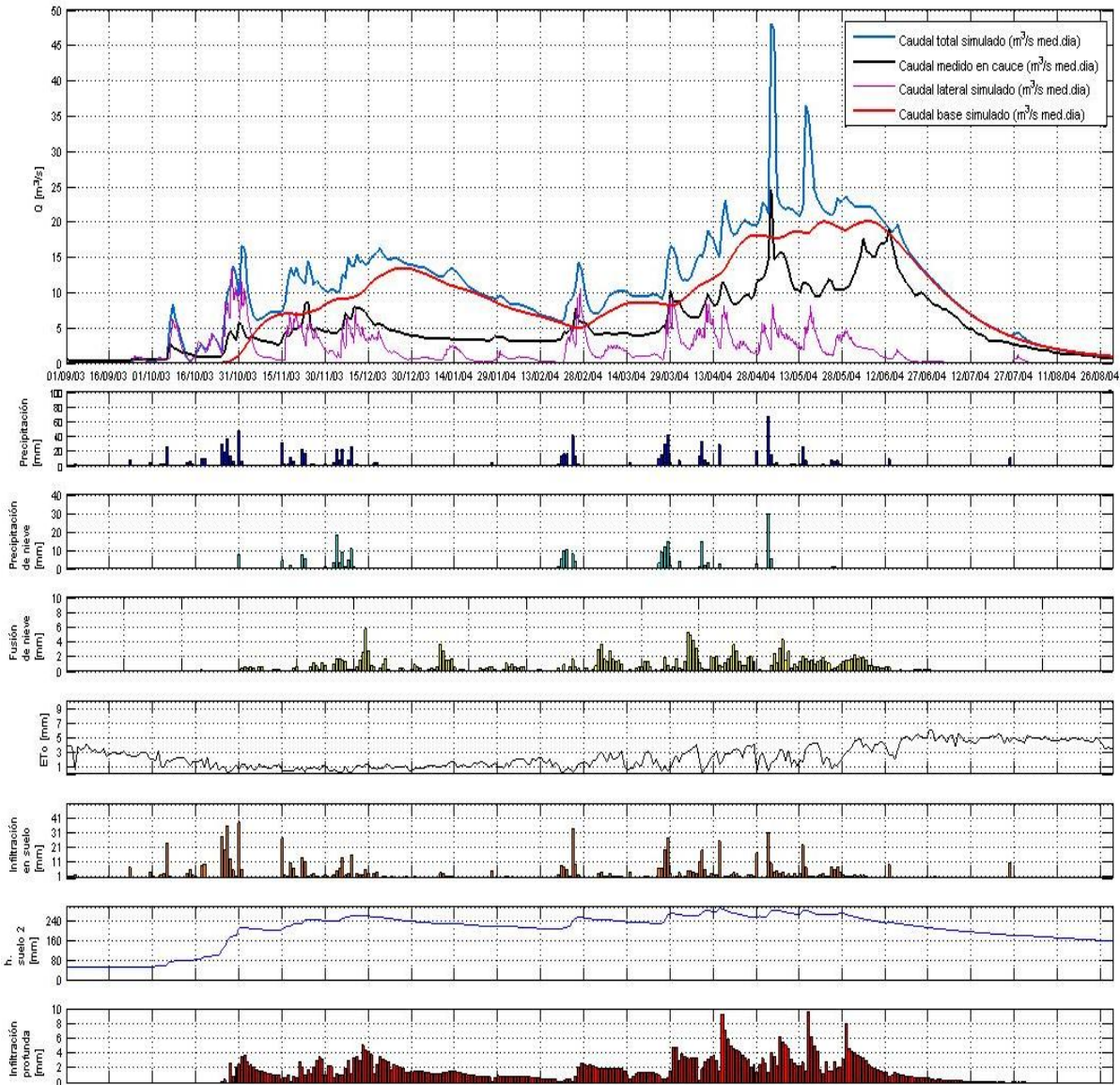


Figura 81; Simulación de validación correspondiente al periodo 2003-2004 en la subcuenca de Órgiva.

La infiltración profunda que genera la fusión de este periodo produce de nuevo un incremento de los caudales que se alejan notablemente de los datos medidos. Es interesante observar el buen ajuste simulado de la curva de recesión en periodo estival.

Los volúmenes estudiados en los periodos anteriores contrastan con el periodo 2004-2005, un año muy seco en la cuenca en donde se registran dos grandes eventos en la cuenca, uno el 30/11/04 con una fracción importante en forma de nieve, y otros dos a principios y a finales del mes de febrero. Los caudales base registrados son mínimos y coinciden con los datos simulados por el modelo en gran parte del año, salvo en el periodo intenso de fusión nival, a mediados de marzo, en donde el volumen de agua simulado por el modelo es muy superior al volumen registrado en la

estación de Órgiva. De nuevo, esta diferencia se encuentra cerca de los 5 m³/s. De la misma manera que ocurría en el periodo anterior simulado, el comportamiento de la recesión estival simulada es similar a la recesión medida.

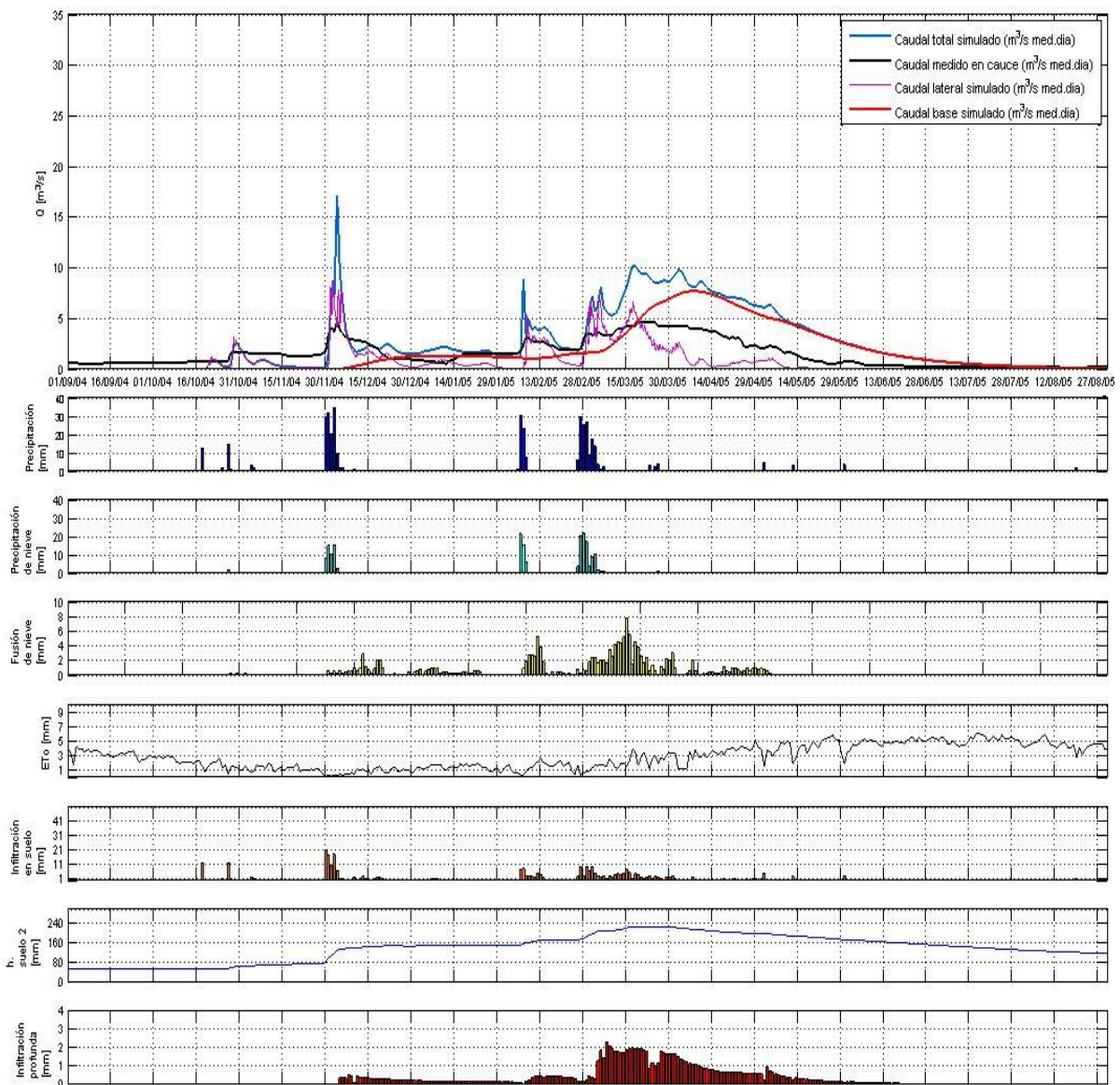


Figura 82; Simulación de validación correspondiente al periodo 2004-2005 en la subcuenca de Órgiva.

Como queda claro, el modelo sobreestima en todos los periodos simulados las aportaciones de caudal medido en la estación de Órgiva. Estas diferencias se exponen de forma acumulada en la Figura 83 a lo largo del año simulado valorando de esta manera, el volumen total simulado y el volumen total observado.

Las diferencias se cuantifican en torno a 100 hm³ para los años 2001-2002 y 2002-2003, muy superior, 163 hm³, para el periodo 2003-2004 con mucha acumulación de nieve y tan solo 32.5 hm³ para el año más seco correspondiente al periodo 2004-2005. El porcentaje de extracción estimado con respecto a los volúmenes simulados totales varía en torno al 40 % -52%.

Por último, se observa en todos los casos un aumento significativo de esta diferencia en el periodo de máxima fusión de nieve (marzo-abril) lo que pone de manifiesto la importancia del recurso “nieve” en la zona de estudio.

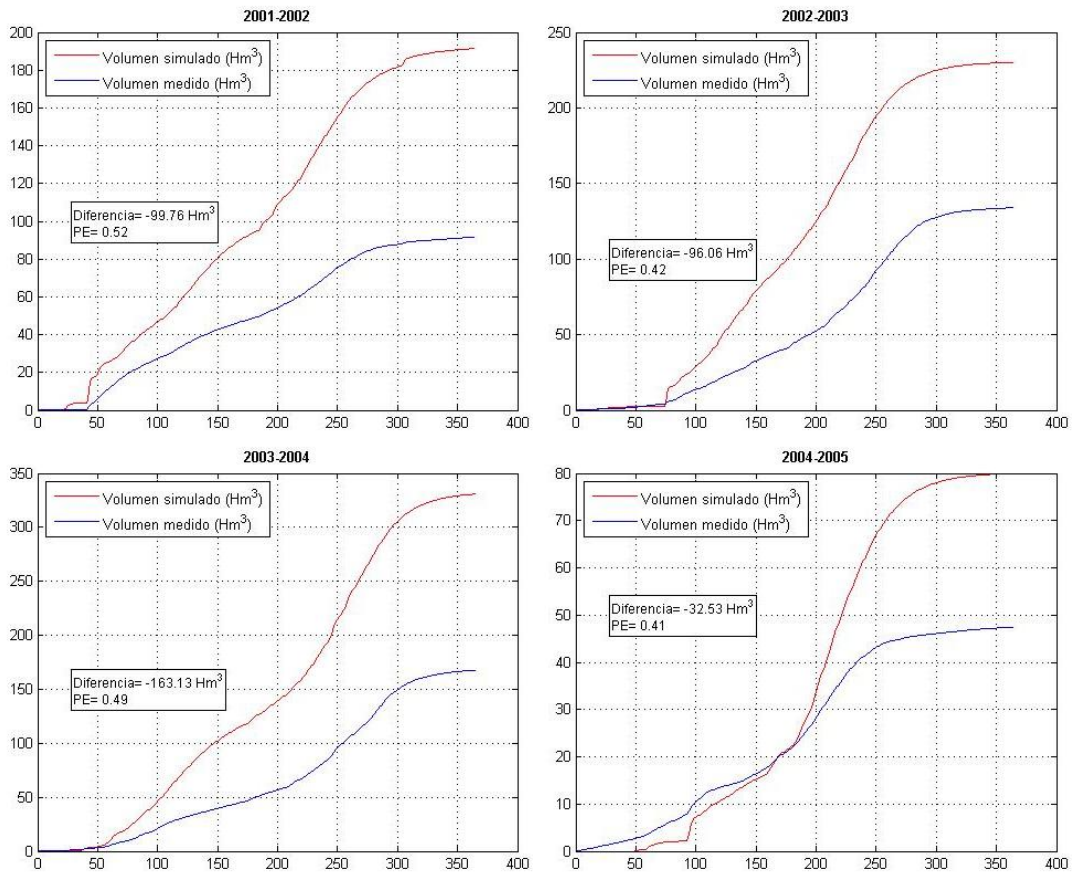


Figura 83; Diferencia acumulada entre volúmenes medidos y simulados en las simulaciones de Órgiva.

5.5.2 Escala de evento en Órgiva

Con el fin de valorar los resultados del modelo a una escala temporal menor, se ha seleccionado un evento registrado en la estación de aforo de Órgiva, en donde las aportaciones de caudal base son importantes. El evento seleccionado se inicia el 16/03/03 con una precipitación no demasiado importante, con un máximo de 17 mm distribuida durante 6 días y con una fracción de precipitación de nieve importante. Posteriormente, un segundo evento más intenso alcanza una precipitación de 35 mm. Sin existir en este caso precipitación en forma de nieve.

En la configuración inicial de la simulación, se han tenido en cuenta las condiciones de contorno simuladas a escala anual, en donde se han utilizado los resultados de cantidad de nieve acumulada, fusión de nieve, estado de almacenamiento de los depósitos que simulan el caudal base, y estado de humedad del suelo.

Como se puede observar en la Figura 84, en el inicio de la simulación las aportaciones de caudal base coinciden con los datos medidos en cauce mientras que procesos de fusión de nieve realizan las primeras aportaciones en forma de caudal lateral. La llegada del evento con las primeras precipitaciones registradas se produce con una fracción de precipitación de nieve muy importante que realiza aportes importantes posteriormente debido a la fusión de nieve, en forma de caudal lateral.

La llegada del segundo evento, más intenso, produce la saturación del suelo lo que desencadena un pulso importante de infiltración profunda en el acuífero. Este pulso coincide con el pico del hidrograma y produce el aumento del caudal base, hasta ese momento, constante.

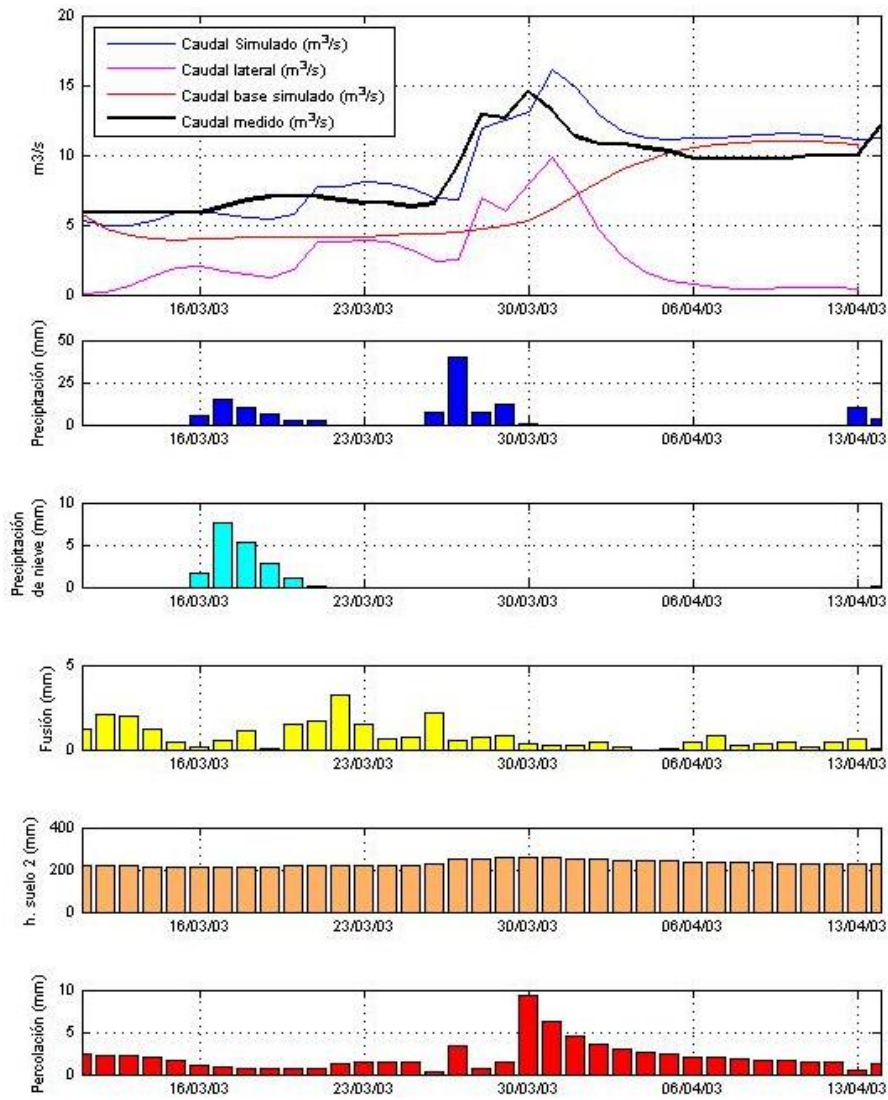


Figura 84; Simulación de validación correspondiente al evento 16/03/03 en la subcuenca de Órgiva.

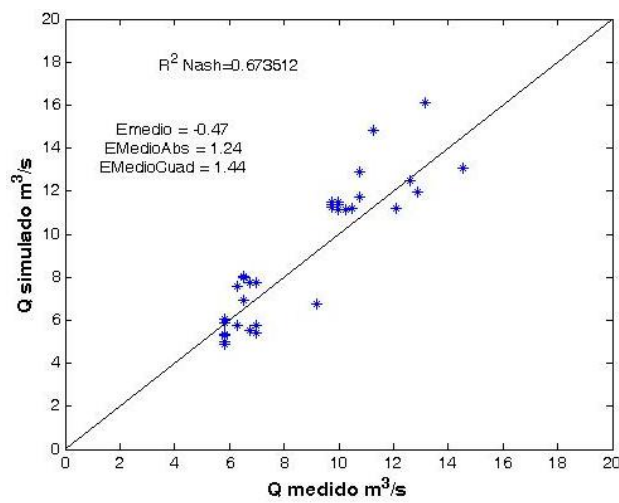


Figura 85; Resultados simulados frente a medidos en la simulación a escala de evento.

Una vez terminado el evento, las aportaciones en forma de caudal lateral disminuyen rápidamente mientras el caudal base simulado coincide con el caudal base post-evento medido. Estos resultados muestran un buen comportamiento del modelo a escala de evento.

5.6 Simulaciones

La integración del modelo de aportaciones subterráneas dentro de un modelo hidrológico permite evaluar la incidencia que tiene el cambio de los diferentes parámetros y procesos en las aportaciones en forma de caudal base. En este apartado se han realizado algunas simulaciones alterando sensiblemente la precipitación y la temperatura en uno de los periodos seleccionados en el proceso de validación.

Siguiendo las proyecciones de futuro que se hacen en el informe Impacts of Europe's Changing Climate- 2008, elaborado en conjunto por la Agencia Europea del Medioambiente (EEA, 2008). Elaboramos unos nuevos ficheros meteorológicos con un incremento de temperatura y precipitación: +2°C y -15% que, según este informe, es un escenario previsible para el año 2050.

De esta manera, se ha realizado una primera simulación bajo el supuesto de una disminución del 10% de la precipitación correspondiente a año húmedo 2003-2004. Como se observa en la Figura 86, la disminución de los recursos es notable con respecto a la simulación realizada en el apartado anterior.

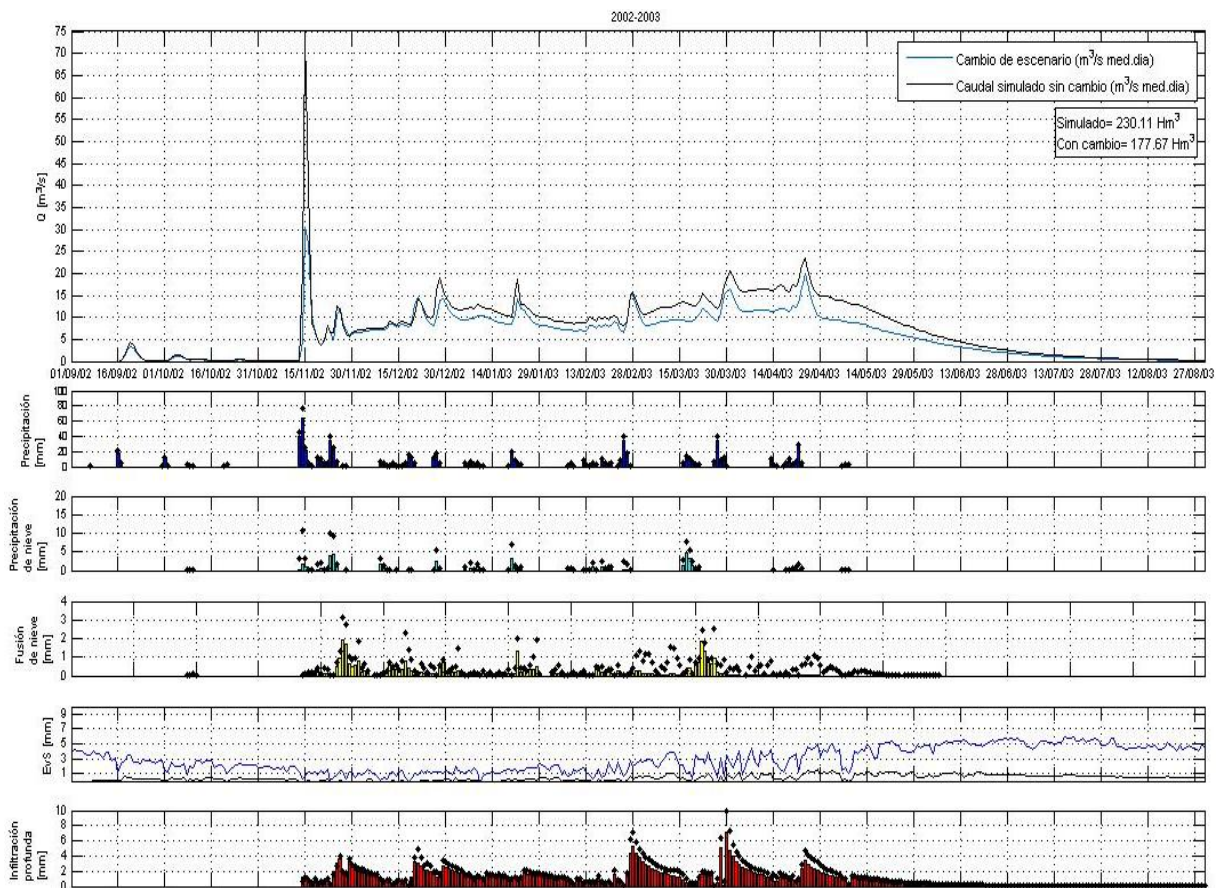


Figura 86; Simulación bajo supuesto de disminución del 10% de la precipitación y aumento del 2% de la temperatura en el periodo 2002-2003.

Esta disminución en volumen, se produce de manera proporcional a la consideración de disminución de la precipitación en este supuesto.

Con el fin de combinar ese supuesto con el efecto en la disminución de la temperatura, se ha realizado otro supuesto en el que, además de disminuir la precipitación, se ha aumentado un 5% las temperaturas.

Como se puede observar en la Figura 87 el efecto en volumen de este supuesto es mucho mayor disminuyendo mucho más las aportaciones en forma de caudal base debido a una importante disminución de los aportes procedentes de la fusión de nieve.

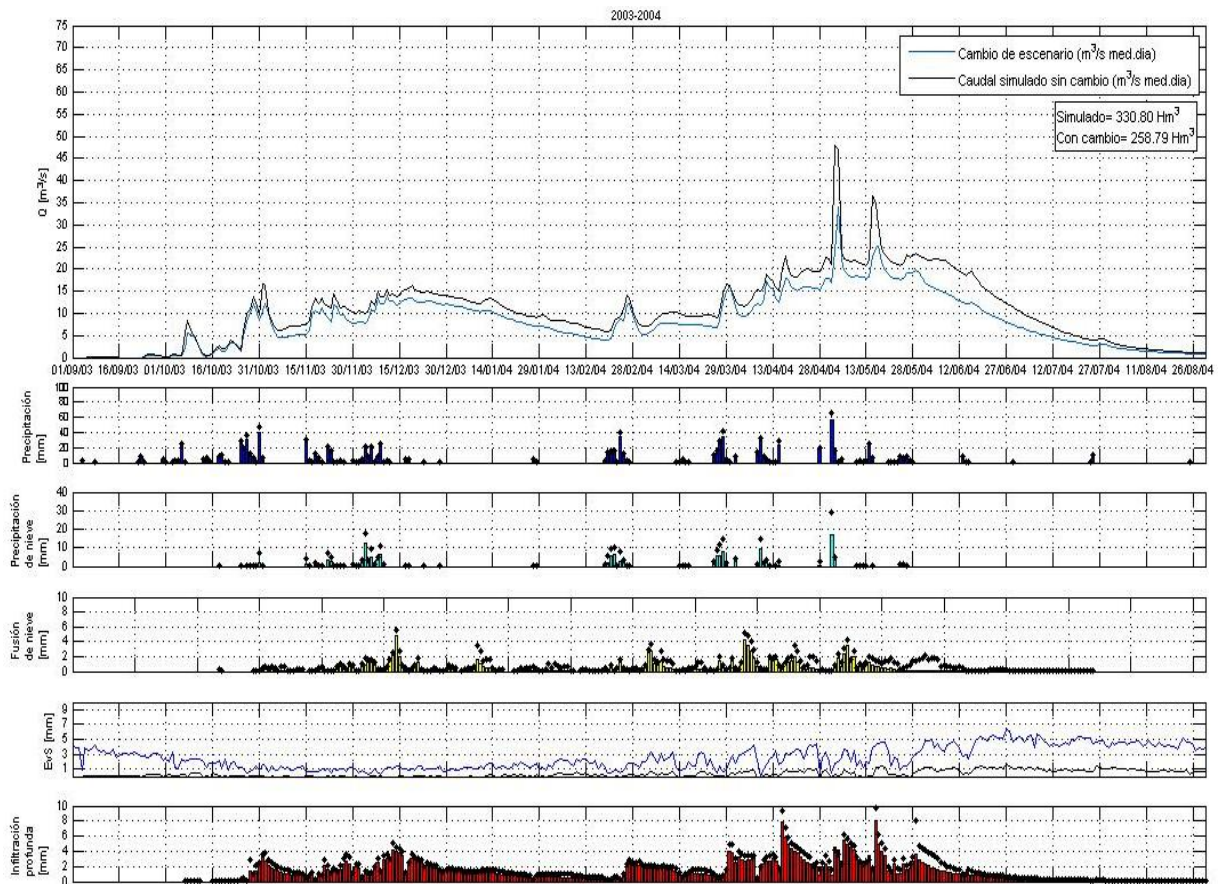


Figura 87; Simulación bajo supuesto de disminución del 10% de la precipitación y aumento del 2% de la temperatura en el periodo 2003-2004.

5.7 Conclusiones

La integración de modelo de aportaciones subterráneas en el modelo WiM-Med ha aportado los primeros resultados en su aplicación a una zona concreta de la cuenca de estudio.

Para esta aplicación se han contado con los resultados correspondientes al estudio de recesión realizado en la zona de Sierra Nevada y cuyos resultados se han expuesto en el capítulo 3 de este documento. Este estudio no completa toda la información requerida por el modelo de depósitos planteado para la simulación de las aportaciones subterráneas por lo que sus resultados tan solo son aplicables a la respuesta lenta del acuífero simulada por el depósito del mismo nombre.

Por lo tanto, los parámetros correspondientes tanto a los coeficientes de almacenamiento que recargan los diferentes depósitos simulados, como al rendimiento específico considerado para cada uno de estos, ha de ser calibrado.

Este proceso de calibración ha de realizarse, por tanto, atendiendo al agotamiento de dichos sistemas en lugar de buscar relaciones con respecto a los volúmenes simulados. Esto permite la calibración incluso en sistemas en donde los datos medidos en cauce son intervenidos aguas arriba por captación en diversas infraestructuras siempre y cuando, como ya se ha expuesto en el capítulo 3, esta intervención se suponga constante a lo largo del periodo de recesión considerado.

Bajo dicho supuesto y considerando diferentes hipótesis de extracción en el cauce por parte de las acequias existentes, en el proceso de calibración se determinaron los coeficientes k_0 , k_p , S_{y1} y S_{y2} necesarios para el modelo propuesto en tres zonas acuíferas relacionadas con materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada.

Los datos simulados fueron comparados con el caudal base medido, resultado de la aplicación de un filtro recursivo de separación de caudales y de la consideración de dos supuestos de extracción de acequias.

Para el periodo de validación se ha seleccionado una superficie mayor correspondiente al punto de cierre de Órgiva debido a la gran influencia de las zonas acuíferas para las que se ha realizado la calibración.

Los resultados confirman las diferencias de caudales observados y simulados que, de manera general, se encuentran dentro de las estimaciones de extracción por acequias supuestas para las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Poqueira con un caudal máximo de extracción estimado en 8,2 m³/s. Se puede decir, por tanto, que el modelo aporta información muy interesante con respecto al régimen natural de los caudales y los volúmenes extraídos acotando el porcentaje de extracción en el periodo 2001-2005 entre el 40 y el 50% con unos volúmenes extraídos que pueden variar entre 33 hm³ en un año seco y 160 hm³ para un año húmedo.

Por otro lado en el proceso de calibración se ha podido constatar la gran influencia de la fusión de nieve en el caudal base y su gran relación con la extracción antrópica.

Por último, y una vez validado el modelo, la realización de simulaciones bajo un escenario de variación climática en el que se modificaron las temperaturas aumentándolas en un 10 % y disminuyendo la precipitación un 30 %, un escenario previsible para el año 2050, según el informe *Impacts of Europe's Changing Climate- 2008*, elaborado por la EEA. Los resultados ofrecieron una disminución notable de los recursos relacionada especialmente con las aportaciones de caudal base influenciadas por una importante disminución de la precipitación y fusión de la nieve. Otro factor importante es el aumento significativo de la evaporación del suelo condicionada por el aumento de las temperaturas.

Estas pérdidas de recursos se han estimado entre 53 hm³ y 72 hm³.

Capítulo 6

Conclusiones y futuras líneas de investigación

6.1 Conclusiones

El estudio elaborado en esta tesis completa un aspecto fundamental e imprescindible en todo modelo de simulación de cuenca que pretenda, como objetivo principal, la cuantificación y valoración de los diferentes recursos del sistema hidrológico; los aportes de respuesta lenta y continuada correspondientes al almacenamiento subterráneo de la zona saturada del suelo y que forman un recurso fundamental del ciclo hidrológico, el caudal base.

Identificación del enfoque

En las primeras valoraciones para la utilización de códigos de simulación de flujo subterráneo de forma acoplada al modelo global de cuenca, se encontraron numerosos problemas relacionados con la falta de información en la caracterización de acuíferos y la heterogeneidad del medio. Sin embargo, estos modelos aportan una valiosa información en el conocimiento detallado de los acuíferos pertenecientes a una cuenca.

La simulación realizada en un acuífero poroso, el acuífero de Motril-Salobreña, perteneciente a la zona de estudio ha aportado información interesante sobre los diferentes procesos que tienen lugar en el acuífero, como la cuantificación de la intrusión de la cuña salina en condiciones anuales medias, valorada en 0.02 hm³ anuales, direcciones de flujo, respuesta de los diferentes procesos ante la ocurrencia de un evento así como las interacciones con otros sistemas (manantiales, mar, red hidrográfica...) y las repercusiones de las diferentes actividades antrópicas que tienen lugar en este sistema, mostrando de esta manera su elevado potencial en el modelado de la interacción entre el acuífero y otros sistemas.

Por otra parte, la comparación de la recarga de este acuífero estimada por otros autores mediante la utilización del modelo Visual-Balan permitió validar en un orden de magnitud adecuado los resultados correspondientes a la recarga calculados por el modelo WiM-Med.

Por lo tanto la aplicación de este tipo de modelos de manera puntual o combinados con los resultados de un modelo hidrológico, puede ser una herramienta fundamental en el conocimiento de los acuíferos, como elementos principales de las aportaciones en forma de caudal base, siempre que se disponga de información piezométrica y de extracciones con calidad para un número suficiente de años que recoja la variabilidad del clima mediterráneo.

A escala de cuenca o es viable la aplicación de estos modelos por lo que se ha de recurrir a modelos más sencillos y con menor requerimiento de datos de partida aceptando la pérdida de información resultante (resultados distribuidos y de base física).

Metodología

La heterogeneidad de los materiales y las particularidades de flujo en cuencas de cabecera y ríos de montaña hace muy difícil la caracterización del caudal base a partir del conocimiento detallado de la interacción río-acuífero. El estudio a escala de cuenca de estos dos sistemas ha de realizarse a partir de estudios indirectos a partir de los que se identifiquen relaciones entre el almacenamiento y la descarga.

Los estudios de recesión de caudales permiten una aproximación sencilla a partir de los registros de caudales existentes y aportan información de manera indirecta sobre la relación almacenamiento descarga permitiendo, por lo tanto, configurar modelos una vez determinados los principales coeficientes de recesión.

El uso de otras técnicas indirectas como el estudio de caudales diferenciales, monitorización de manantiales, técnicas con sensores remotos y técnicas con trazadores suponen alternativas de estudio interesantes para la caracterización de zonas concretas. No obstante estas técnicas son caras y requieren mucho esfuerzo por lo que su aplicación a escala de cuenca ha de limitarse a zonas concretas y representativas de la cuenca de estudio.

Por otra parte, en los estudios de caudal base, resulta interesante separar los diferentes componentes del caudal registrado según su procedencia (superficial, caudal lateral o caudal base). En este sentido, los filtros recursivos, aunque sin base física, son una herramienta interesante y de fácil aplicación en la separación de registros continuos. Para la configuración y adaptación de estos filtros a la zona de estudio es necesaria la determinación del *ICB*. En una primera aproximación y adoptando un *ICB* alto para la zona de estudio se ha escogido el filtro propuesto por Lyne y Hollick (1979).

Relación almacenamiento-descarga

El estudio indirecto del sistema subterráneo a través de caudales superficiales mediante curvas de recesión ha resultado ser una herramienta adecuada cuando no se tienen datos suficientes como para caracterizar la relación río-acuífero o cuando las condiciones de flujo son complejas. En este sentido, la utilización de la información aportada por un modelo hidrológico con respecto a diferentes variables que pueden asociarse a la relación almacenamiento descarga permite tanto la depuración en la selección de recesiones como la valoración de la influencia de estas relaciones entre el intercambio subterráneo-superficial.

De esta manera, la selección y análisis de curvas de recesión con un modelo hidrológico permite disponer de fragmentos de recesión fuera del periodo estival con los que caracterizar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados. La concatenación descendente de estos fragmentos se ha mostrado un método válido para cuantificar la dinámica de estos flujos rápidos en las cuencas estudiadas, y ha permitido identificar patrones comunes asociados a la morfología superficial de las fracturas en los materiales que conforman la zona.

El uso de criterios clásicos ascendentes para obtener la CRM ha arrojado valores de coeficientes de almacenamiento coherentes en tres subcuencas estudiadas pertenecientes al mismo tipo de materiales. En conjunto, esta metodología para diferenciar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados ha proporcionado resultados satisfactorios y ha identificado este flujo con órdenes de 10 días con respecto del receso producido en zonas más profundas del acuífero que muestran un comportamiento ligeramente más lento.

Los resultados de ajuste lineal permiten adoptar este modelo para caracterizar tanto la respuesta rápida como la lenta en estos materiales fracturados. Por otra parte, los elevados valores de *b* no lineal obtenidos en este trabajo (entre 1.1 y 1.3) reflejan la recarga que se efectúa en este sistema de montaña, y podrían utilizarse como un primer paso para cuantificar estos caudales desviados de su curso natural (recarga artificial por acequias de careo) como la recarga natural por fusión de nieve.

La metodología propuesta es válida y de aplicación en cuencas con materiales fracturados que presenten un retardo en la generación de escorrentía por el almacenamiento inicial que supone el volumen de fractura y su circulación subsuperficial. Los resultados obtenidos son fácilmente incluidos en cualquier modelo hidrológico global, dirigido a cuencas mediterráneas con topografía abrupta; en concreto, permiten la configuración del modelado de las aportaciones subterráneas en forma de caudal base a lo largo de todo el año.

La comparación de metodologías de estudio de recesión mediante fragmentos de recesión y el estudio de curvas de recesión estival permite comparar y validar los resultados correspondientes al estudio de la relación almacenamiento-descarga. En este sentido, en la zona de estudio los valores de Cádiar han sido muy parecidos desde las dos perspectivas con un valor de $k = 17$ días, existiendo ligeras diferencias en la subcuenca de Lanjarón $7 > k > 10$ días y diferencias más importantes en Trevélez $15 > k > 22$ debidas a la menor cantidad de datos disponibles.

Este tipo de estudios permiten además relacionar las características del almacenamiento con diferentes índices geomorfológicos y climáticos que permiten extrapolar los resultados a otras zonas de características similares. Lamentablemente el reducido número de zonas en donde se ha podido estudiar esta relación impide sacar conclusiones en donde se relacionen las características del almacenamiento con diferentes índices geomorfológicos. Para tal tipo de estudios sería necesario ampliar la red de estaciones de aforo existente a otras subcuencas.

Integración en un modelo hidrológico distribuido

Por otro lado, la metodología general para la integración de las aportaciones subterráneas en forma de caudal base en un modelo distribuido se ha desarrollado de manera que sea fácilmente aplicable a otras zonas de estudio. Esta metodología incluye el estudio de los acuíferos existentes en un primer proceso de zonificación, el estudio de la relación almacenamiento descarga del sistema subterráneo a través de los caudales superficiales y la consideración de las diferentes actividades antrópicas desarrolladas en la zona de estudio.

Para ello se ha contado con los resultados correspondientes al estudio de recesión descrito. Los parámetros del modelo de depósitos planteado correspondientes tanto a los coeficientes de almacenamiento que recargan los diferentes depósitos simulados, como al rendimiento específico considerado para cada uno de estos, han sido calibrados utilizando para ello la información de la estación de aforo de Órgiva, que recoge todas las aportaciones de la vertiente sur de Sierra Nevada.

Este proceso de calibración se realizó atendiendo al régimen natural en la cuenca vertiente, es decir, considerando el agotamiento de dichos sistemas en lugar de buscar relaciones con respecto a los volúmenes simulados. Esto permite la calibración cuando el cauce está sujeto a intervención aguas arriba por captación en diversas infraestructuras. En la zona estudiada, esta intervención corresponde a la existencia de numerosas acequias de recarga y careo, sin aforar, por lo que los volúmenes extraídos/aportados no habían sido cuantificados hasta la fecha. En este estudio su influencia se ha supuesto proporcional y constante a lo largo del periodo de recesión considerado.

En el proceso de calibración se han considerado diferentes hipótesis de extracción en el cauce por parte de las acequias existentes. Se determinaron los coeficientes k_0 , k_p , S_{y1} y S_{y2} necesarios para el modelo propuesto en tres zonas acuíferas relacionadas con materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada. Los datos simulados fueron comparados con el caudal base medido, resultado de la aplicación de un filtro recursivo de separación de caudales y de la consideración de dos supuestos de extracción de acequias.

En la validación del modelo se pudieron constatar las grandes diferencias entre caudales observados y simulados que, de manera general, se encuentran dentro de las estimaciones de extracción por acequias supuestas para las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Poqueira con un caudal máximo de extracción estimado en $8,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Se puede decir por tanto que el modelo aporta información muy

interesante con respecto al régimen natural de los caudales y los volúmenes extraídos. Por otro lado, en el proceso de calibración se ha podido constatar la gran influencia de la fusión de nieve en el caudal base y su gran relación con la extracción antrópica.

Esto pone de manifiesto la ventaja de adoptar modelos con base física/mixtos en cuencas escasamente aforadas y con presencia de nieve, donde la complejidad de la interacción de respuestas dificulta la obtención de relaciones empíricas de aplicación válida. En este sentido, una vez validado el modelo, se han realizado de simulaciones bajo un escenario de variación climática con el fin de cuantificar la importancia de la presencia de nieve en la recarga de acuíferos y evolución del caudal base en la zona. En dicho escenario, se modificaron las temperaturas aumentándolas en un 10 % y disminuyendo la precipitación un 30 %, un escenario previsible para el año 2050, según el informe *Impacts of Europe's Changing Climate- 2008*, elaborado en conjunto por la EEA-JRC-WHO. Los resultados ofrecieron una disminución notable de los recursos relacionada especialmente con las aportaciones de caudal base influenciadas por una importante disminución de la precipitación y fusión de la nieve, de 53 hm³. Otro factor importante es el aumento significativo de la evaporación del suelo condicionada por el aumento de las temperaturas, hasta un valor de 72 hm³.

6.2 Futuras líneas de investigación

Acorde con las tareas desarrolladas en este trabajo, se proponen las siguientes líneas metodológicas principales para el futuro.

Como ha quedado claro en este estudio, a pesar de la imposibilidad de aplicar un modelo de flujo subterráneo a escala de cuenca, el estudio puntual con estos modelos puede resultar muy interesante en zonas puntuales. En este sentido, se proponen los siguientes trabajos futuros que se consideran interesantes con el fin de completar el estudio de las aportaciones subterráneas en forma de caudal base, abordado en este documento:

- Aplicación de un modelo de flujo subterráneo, concretamente MODFLOW, en un acuífero de la cuenca a partir del cual sea posible la caracterización de las aportaciones subterráneas. Para ello, el acuífero estudiado deberá contar con una estación de aforo que permita comparar y validar los datos correspondientes al modelo, además de cumplir las condiciones físicas necesarias para este estudio (acuífero en medio poroso) y de contar con los datos mínimos para la generación de las principales condiciones de contorno e iniciales.
- Un acuífero interesante para este estudio es el de Albuñuelas, ya que cuenta con cierta información de partida que debe ser completada para su modelado. La estación de aforos de Restábal, se encuentra inmediatamente aguas abajo de la confluencia de los ríos Albuñuelas por lo que, para el estudio se ha de implementar una estación de aforo que controle directamente el caudal del río Albuñuelas.
- Comparación de los resultados de aportes subterráneos obtenidos con MODFLOW con simulaciones realizadas con el modelo de depósito configurado en el modelo hidrológico WiM-Med.
- El análisis conjunto de esta zona con el modelo MODFLOW y WiMMed utilizando de forma acoplada un modelo hidrológico y un modelo hidrogeológico.

Con respecto al estudio indirecto de la relación almacenamiento-descarga se proponen los siguientes trabajos futuros:

- Ampliación del estudio de recesión a otras subcuencas. En este sentido sería importante seleccionar subcuencas pertenecientes a la zona de estudio en donde la influencia de las extracciones sea menos significativa (ausencia de acequias y otras infraestructuras) y permita validar los resultados correspondientes al estudio de recesión. Para ello se podrían proponer otras subcuencas que, pertenecientes a la misma formación geológica, se salen de los límites de la cuenca del Guadalfeo.
- La ampliación del estudio a otras subcuencas menos influenciadas permitiría un estudio más contrastado sobre la influencia de diferentes índices geológicos, topográficos y climáticos tanto en el ritmo de aportaciones subsuperficiales, comparándolos con el coeficiente de almacenamiento k , como en la relación entre aportaciones subsuperficiales y superficiales mediante el *ICB*.
- Estimación del *ICB* de las subcuencas estudiadas con el fin de obtener un *ICB* que defina las aportaciones subterráneas de la zona de estudio.
- Generación de un filtro recursivo local para la separación del caudal base.
- Estudios puntuales con trazadores en zonas determinadas permitirían el mejor conocimiento de la fracción de agua infiltrada y su relación con las aportaciones subterráneas

Por último, en la línea de mejorar y validar los resultados ofrecidos por el modelo integrado en el modelo hidrológico distribuido WiM-Med.

- Continuación de los trabajos de estimación de caudales captados por las acequias con el fin de validar los resultados del modelo. Para ello se propone la continuación de campañas de campo ya que la monitorización de estas infraestructuras resulta muy costosa y no se cuenta con garantías con respecto a los aparatos instalados.
- Extensión de la aplicación del modelo a otras zonas de la cuenca.
- Monitorización de los principales manantiales en la zona de estudio. Concretamente se propone la monitorización de manera conjunta con el IGME del manantial de Vélez de Benaudalla.
- Planteamiento de campañas de aforo aguas abajo del Puente de Órgiva con el fin de determinar las aportaciones ocultas procedentes del acuífero de Lújar. El estudio de la interacción río-acuífero en esta zona ha de ser calibrada y contrastada con los modelos a partir de datos reales medidos en campo. Para ello se propone el estudio diferencial de caudales en el tramo del río Guadalfeo comprendido entre Órgiva y Rules con el fin de establecer relaciones con respecto al almacenamiento-descarga de estos dos sistemas.
- Posibilidad de recarga del acuífero desde el río, no incluida en el estado actual del modelo.

Bibliografía

ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C. 1987. *An Introduction to the European Hydrologic System, SHE. History and philosophy of a physically based distributed modeling system.* J. Hydrol., 87,47-59.

ADARVE, A., CASTILLO, A., GISBERT, J., AL-ALWANI, G. 1997. *Characterization of subsurface flow in schists in Sierra Nevada (Granada; Spain) by depletion curves.* Hydrogeology of HardRocks. Ed. I.A.H. 115-124.

AGUILAR, C. 2006. *Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada).* Tesina de postgrado. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Universidad de Córdoba. http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/DEA_Cristina_Aguilar.pdf

AGNEW, M.D., PALUTIKOV, J.P. 2000. *GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables.* Clim. Res. 14, 115-127.

AL ALWANI, G.K. 1992. *Bases para la gestión de los recursos hídricos totales del río Guadalfeo (Granada).* Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.

AL ALWANI, G.K. 1997. *Hidrología e Hidrogeología en la Cuenca del Río Guadalfeo: Aplicación del modelo HPSF para la simulación de la fusión de nieve y del balance hídrico.* Tesis doctoral. Universidad de Granada.

ALDAYA, F. 1981. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1056 (Albuñol) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000.* IGME. Madrid.

ALDAYA, F., DÍAZ, A., GARCÍA, V., MARTÍNEZ, E., NAVARRO, PUGA, E. 1979. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1042 (Lanjarón) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000.* IGME. Madrid.

ALDAYA, F., GARCÍA, V., NAVARRO, F. 1979. *Los mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides.* Acta Geológica Hispánica, 14, 154-166.

ALDAYA, F., BAENA, J. Y EWERT, K. 1983. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1043 (Berja) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000 (2° serie).* IGME. Madrid.

ALLEN, R.G. 1986. *A Penman for all seasons.* J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 112 (4), 348-368.

ALLEN, R.G., PRUITT, W. O. 1986. *Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula.* J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 112 (2), 348-368.

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M., 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements.* FAO Irrigation and Drainage Paper 56.

AMBROISE, B., BEVEN, K.J., FREER J. 1996. *Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity.* Water Resour. Res. 32, 2135-2145.

ARNOLD, J.G., ALLEN, P.M., MUTTIAH, R., BERNHARDT, G. 1994. *Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques.* Ground Water 33,6.

ARNOLD, J.G., ALLEN, P. M., BERNHARDT, G. 1993. *A comprehensive surface-groundwater flow model.* J. Hydrol. 142. 47-69.

ARNOLD, J.G., ALLEN, P. M. 1999. *Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records.* Journal of the American Water resources Association . 35, 2, 411-424

- AVIDAD, J., GARCÍA, V. 1981. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1055 (Motril) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000*. IGME. Madrid.
- AVIDAD, J., GARCÍA, V., GALLEGOS, J.A., GONZALO, J.M. 1981. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1041 (Dúrcal) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000*. IGME. Madrid.
- ÁVILA, A. 2007. *Procesos de múltiple escala en la evolución de la línea de costa*. Tesis. Grupo de Puertos y Costas. Universidad de Granada. <http://hera.ugr.es/tesisugr/1724545x.pdf>
- AYUSO, J.L. 1986. *La agricultura de escorrentía en el sureste andaluz*. II Simposio sobre el agua en Andalucía. Universidad de Granada. Granada.
- AYUSO, J.L. 1990. *Circulación de Flujos. Servicio de publicaciones*. Universidad de Córdoba. Córdoba.
- BAKO, M.D., HUNT, D.N. 1988. *Derivation of baseflow recession constant using computer and numerical analysis*. Hidrol. Sci. J. 33(4), 357-367.
- BAND, L.E. 1986. *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*. Water Res. Research. 22 (1), 15-24.
- BARNES, B.S. 1939. *The structure of discharge-recession curves*. Trans. Am. Geophys: Union, 20, 721-725.
- BARTHEL, R. 2006. *Common problematic aspects of coupling hydrological models with groundwater flow models on the river catchment scale*. Adv. Geosci., 9, 63–71.
- BAZEMORE, D.E., ESHLEMAN, K.N., HOLLENBECK, K.J. 1994. *The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence*. J. Hydrol. 162, 47–75.
- BENAVENTE, J. 1982. *Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- BENAVENTE, J., CARDENAL, J., CRUZ-SAN JULIÁN, J.J., FERNÁNDEZ –GUTIERREZ, R. 1991. *Exploitation effects in the Guadalfeo alluvial aquifer*. XXIII Congreso AIH: Sobreexplotación de acuíferos. 1, 499-502. Tenerife.
- BENNETT, T.H. 1998. *Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS)*. MS thesis, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of California. Davis.
- BEVEN, K J Y M J. KIRKBY. 1979. *A physically based variable contributing area model of basin hydrology*. Hydrologic Science Bulletin. 24(1),43-69.
- BEVEN, KJ 1989. *Interflow*. In: Morel-Seytoux HJ (ed) *Unsaturated flow in hydrologic modeling: theory and practice*. Kluwer, Dordrecht, 191–219.
- BEVEN, K.J., GERMANN P.F. 1982. *Macropores and water flow in soils*. Water Resour Res 18:1311–1325.
- BEVEN, K., WOOD, E.F. 1983. *Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas*. J. Hydrol. 65, 139-158.
- BICKNELL, B.R., IMHOFF, J.C., KITTLE, J.L., DONIGIAN, A.S., JOHANSON, R.C. 1997. *Hydrological Simulation Program Fortran. User's Manual Release 11*. EPA-600/R-97-080, USE-P, 57
- BONELL, M., 1993. *Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests*. J. Hydrol. 150, 217–275.
- BONELL, M., BARNES, C.J., GRANT, C.R., HOWARD, A. 1998. *High rainfall, response-dominated catchments: A comparative study of experiments in tropical northeast Queensland with temperate New Zealand*.

- McDonnell J.J., Kendall C. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- BOUGHTON, W.C., 1995. *Baseflow recessions*. Australian Civil Engineering Transactions, CE37 (1), 9-13.
- BRUTSAERT, W., NIEBER, J.L. 1977. *Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau*. Water Resour. Res. 13(3), 637-643.
- CANO-MANUEL, J. 2000. *Las acequias de Sierra Nevada*. Informe técnico del Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Parque Nacional de Sierra Nevada-TRAGSA.
- CAIN, J.D., BATCHELOR, C.H., GASH, J.H.C., HARDING, R.J. 1998. *Comment on the paper 'Towards a rational definition of potential evaporation' by J.P. Lhomme*. Hydrol. and Earth System Sciences, 2, 137.
- CARPENA, R., RITTER, A. 2005. *Hidrología agroforestal*. Mundi-Prensa. Madrid.
- CARDENAL, F.J. 1993. *Hidrogeología del sector sierra de Lújar-Albuñol, (Provincia de Granada)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada.
- CARRASCO, F. 1981. *Características hidrogeológicas del borde Norte del acuífero calizo-dolomítico de la Sierra de Lújar. Su relación con el río Guadalfeo*. Simposio Agua Andalucía, I, 233-248. Granada.
- CASTILLO, E. 1975. *Hidrogeología de la vega de Motril-Salobreña y sus bordes*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- CASTILLO, A., FERNÁNDEZ RUBIO J.C. 1978. *Hidrogeología del acuífero de la Vega de Motril-Salobreña*. Bol. Geol. Minero LXXXIX: 39-48. Madrid.
- CASTILLO, A. 1982. *Estudio Hidroquímico de la depresión de Padul (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. Granada.
- CASTILLO, A. (1985). *Las aguas superficiales y subterráneas en Sierra Nevada (Granada y Almería)*, In: "Sierra Nevada". Ed. Andalucía S. A. 145-169. Granada.
- CASTILLO, A., CRUZ, J.J., BENAVENTE, J. 1999. *Aguas de Sierra Nevada; Aguas de Lanjarón. Lanjarón: paisajes del agua*. Balneario de Lanjarón, S.A. Granada, 35-64.
- CASTILLO, A, FIDELI, B. 2002. *Algunas pautas del comportamiento hidrogeológico de rocas duras afectadas por glaciario y periglaciario en Sierra Nevada (España)*. Geogaceta, 32, 189-191.
- CHAPMAN, T.G. 1991. *Comment on evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, by R.J. Nathan and TA McMahon*. Water Resour Res, 27(7), 1783-1784.
- CHAPMAN, T.G. 2002. *Modeling stream recession flows Environ. Modelling and Software*. 18, 683-692.
- CHAPMAN, T.G. 1999. *A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation*. Hydrol. Processes, 13, 701-714.
- CHOW, V.T. 1964. *Handbook of applied hydrology*. Mc-Graw Hill, New York.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W. 1998. *Applied hydrology*. McGraw-Hill, Nueva York.
- CHRISTIAENS, K., FEYEN, J. 2001. *Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model*. J. Hydrol. 246, 63-81.
- COUTAGNE, A. 1948. *Etude générale des variations de débits en fonction des fractures qui les conditionnent. 2ème partie : Les variations de débits en période non influencée par les précipitations*. La Houille Blanche, 3, 416-436.

- COOPER, H.H., RORABAUGH MI, 1963. *Groundwater movements and bank storage due to flood stages in surface streams*. USGS Water Supply Paper 1536-J: 343-366.
- CRUCES DE ABIA., J. 2003. *Modelo MODFLOW. Conceptos básicos*. E.T.S.I. de Caminos, Canales y Puertos de Santander. Santander.
- CRUZ, J., ARAGUAS, L., ROZANSKI, K., BENAVENTE, J., CARDENAL, J., HIDALGO, M.C., GARCÍA, S., MARTÍNEZ, J.C., MORAL, F., OLÍAS, M. 1992. *Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study*. Tellus: 44B: 226-236.
- CHAPMAN, T.G., MAXWELL, A. 1996. *Baseflow separation. Comparison of numerical methods with tracer experiments*. Proceedings of the 23rd Hydrology and Water Resources Symposium, 539-545.
- CHSE-IRYDA 1.984. *Estudio de viabilidad de la ampliación de la zona regable de Motril-Salobreña hasta la cota 300*. Confederación Hidrográfica del Sur-Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario.
- CHUNG, U., YUN, J.I. 2004. *Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain*. Agric. Forest Meteorol. 126, 129-139.
- CRAWFORD, N.A., LINSLEY, R.K. 1966. *Digital simulation in hydrology. The Stanford Watershed Simulation Model IV*. Technical Report 39. Department of Civil Engineering, Stanford University.
- CUSTODIO, E., LLAMAS, M.R. 1996. *Hidrología Subterránea*. Omega. Barcelona.
- DELGADO, F., ESTÉVEZ, A., MARTÍN, J.M., MARTÍN ALGARRA, A. 1981. *Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujarrides (Cordillera Bética)*. Estudios Geológicos. 37, 45-57.
- DEMUTH, S. 1989. *Research basin studies. In: Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND)*. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- DGOH 1992. *Estudio hidrogeológico; Piezómetros Sur*. Granada.
- DGOH-CHSE 1989. *Proyecto Presa de Rules*. Dirección General de Obras Hidráulicas-Confederación Hidrográfica del Sur.
- D.H.I. 1985. *Introduction to the SHE. European Hydrologic System*. Danish Hydraulic Institute. Dinamarca.
- DÍAZ-MARTA, M. 1989. *Esquema histórico de la ingeniería y la gestión del agua en España*. Revista de OP nº 13, España y el Agua I. Otoño.8-23.
- DINGMAN, S. L. 2001. *Physical hydrology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- DOZIER, J., BRUNO, J., DOWNEY, P. 1981. *A faster solution to the horizon problem*. Computers & Geoscience. 7, 145-151.
- DROOGERS, P., ALLEN, R.G. 2002. *Estimating evapotranspiration under inaccurate data conditions*. Irrig. Drain. Syst. 16, 33-45.
- DUBAYAH, R.C. 1994. *Modeling a solar radiation topoclimatology for the Rio Grande river watershed*. J. Veget. Sci. 5, 627-640.
- DOMENICO, P. A., SCHWARTZ, F.W. 1990. *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley and Sons, New York.
- DUNNE, T., BLACK, R. 1970. *An experimental investigation of runoff production in permeable soils*. Water Resour Res 6:478-490.
- ECKHARDT, K. 2005. *How to construct recursive digital filters for baseflow separation*. Water Resour. Res. 19, 507-515.

- ELORZA, J.F., NITA R., FLÓREZ F., PAREDES C., VIVES L., RUIZ E., SÁNCHEZ-VILA X., CARRERA J., MARTÍN S., MUÑOZ A., DE VICENTE G., VELA A., BAJOS C. 2003. *Simulación hidrogeológica estocástica en medios geológicos fracturados*. Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología. Mateu, J. y Morell I. (eds.). 139-193.
- ESTÉVEZ, A., MARTIN-ALGARRA, A. 1989. *Informe geológico en relación con la construcción del embalse de Rules*. Informe Técnico INTECSA. Granada
- ESTRELA, T. 1993. *Estimación de parámetros de recarga y descarga en un modelo de flujo subterráneo en un manantial kárstico*. Tesis Doctoral. Monografía CEDEX. Madrid.
- EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY 2008. *Impacts of Europe's changing climate-2008. Indicator-based assessment*. EEA Report 4.
- FENICIA, F., SAVENIJE, H.H.G., MATGEN, P., PFISTER, L., 2006. *Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modeling*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 10, 139-150.
- FERNÁNDEZ, A. E., GARCÍA, M., VILLARROYA, F. 2005. *The "careos" from Alpujarra (Granada, Spain), A historical example of artificial recharge previous to XIII century applicable to the XXI century. Characterization and inventory*. ISMAR 5 proceedings. 5th International Symposium on management of aquifer recharge. Berlín.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R., ORELLANA, E. 1962. *Prospección geológico-geofísica de aguas subterráneas en el término municipal de Órgiva (Granada)*. Aero Service Ltd. 15. Madrid.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R., MORENO CALVILLO, I., CUESTA MONTERO, M. Y TORRES, J.A. 1983. *Captación de aguas subterráneas mediante sondeos horizontales en Lanjarón (Granada)*. III Simp. Hidrogeol. I. 397-406. Madrid.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R. 1981. *Investigación hidrogeológica del sector de Lanjarón (Granada)*. Informe inédito. Granada.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R., ORELLANA, E. 1962. *Prospección geológico-geofísica de aguas subterráneas en el término municipal de Órgiva (Granada)*. Aero Service Ltd. Madrid.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R., PULIDO BOSCH, A. 1972. *Investigación de aguas subterráneas para la estación Internacional de Esquí (Sierra Nevada)*. Informe inédito. Granada.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R., PULIDO BOSCH, A. 1978. *Problemas hidrogeológicos que afectan a la explotación de la Turbera de Padul (Granada, España)*. Estudio preliminar. SIAMOS, Granada, I, 125-132.
- FONTBOTÉ, J.M., GALLEGOS, J. A., GONZÁLEZ, J.M., SANZ DE GALDEANO, C. 1980. *Memoria explicativa de la Hoja N° 1026 (Padul) del Mapa Geológico de España a escala 1/50000*. IGME. Madrid.
- FORD, D., WILLIAMS, P. 1989. *Karst Geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman Ltd. London.
- FREEZE, R.A., CHERRY, J.A. 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs. Prentice-Hall. New Jersey.
- FREEZE, R.A. 1972. *Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1- Upstream source areas*. Water Resour. Res. 8 609-623.
- FRÖHLICH, K., FRÖHLICH, W., WITTENBERG, H. 1994. *Determination of groundwater recharge by baseflow separation. Regional analysis in North-East China*. IAHS Publ. 221, 69-75.
- FUREY, P.R., GUPTA, V.K. 2001. *A physically based filter for separating base flow from streamflow time series*. Water Resour. Res. 37(11), 2709-2722.
- GARCÍA DE JALÓN, D. 2001. *Restauración de ríos y riberas*. Mundi-Prensa. Madrid.

- GLOVER, R.E., C.G. BALMER. 1954. *River depletion from pumping a well near a river*. American Geophysical Union Transactions 35, 3, 468-470.
- GISBERT, J. 1997. *Estudio hidrológico y erosivo de la cabecera del río Monachil (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- GEIRNAERT, W., PULIDO BOSCH, A., CASTILLO, E., FERNÁNDEZ RUBIO, R. 1981. *Estudio de la geometría del acuífero detrítico de la Vega de Motril-Salobreña mediante SEV. Simposio del Agua Andalucía*. I: 291-302. Granada.
- GÓMEZ, J.J. 2003. *El cambio de escalas en medios heterogéneos*. Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología. Mateu, J. y Morell I. (eds.). 19-31.
- GONZÁLEZ AYESTARÁN, R. 2000. *Las acequias de Lanjarón en la Alpujarra de Granada*. Proyecto fin de carrera. E.T.S.I. Montes. Madrid.
- GREEN, W.H., AMPT, G.A. 1911. *Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils*. J. Agric. Sci., 4(1), 1-24.
- GILLHAM, RW 1984. *The capillary fringe and its effect on water table response*. J Hydrol. 67,307-324.
- GARBRETT, J., MARTZ, L.W. 1997. *The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models*. J. Hydrol. 197, 204-213
- GARBRETT, J., MARTZ, L.W. 2000. *Digital elevation model issues in water resources modeling*. I. Hydrologic and Hydraulic Modeling Support, eds. D. Maidment y D. Djokic, ESRI Press, Redlands.
- GAREN, D., MARKS, D. 2005. *Spatially distributed energy balance snowmelt modeling in a mountain river watershed: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. J. Hydrol. 315, 126-153.
- GASH, J.H.C. 1979. *An analytical model of rainfall interception by forests*. Journal of the Royal Meteorological Society. 105, 43-55.
- GAVILAN, P., LORITE, I.J., TORNERO, S., BERENGENA, J. 2006. Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. Agric. Water Manag. 81, 257-281.
- GAVILAN, P., BERENGENA, J., ALLEN, R.G. 2007. *Measuring versus estimating net radiation and soil heat flux: Impact on Penman-Monteith reference ET estimates in semiarid regions*. Agric. Water Manag. 89, 275-286.
- GIVI, J., PRASHER, S.O., PATEL, R.M. 2004. *Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point*. Agric. Water Manag. 70, 83-96.
- GOFF, J.A., GRATCH, S. 1946. *Low-pressure properties of water from -160 to 212°F*. Transactions of the American society of heating and ventilation engineers, 52, 95-122.
- GOOVAERTS, P. 2000. *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*. J. Hydrol. 228, 113-129.
- GARBRETT, J., MARTZ, L.W. 1994. *Grid dependency of parameters extracted from digital elevation models*. Computers & Geosciences 20 (1), 85-87.
- HALL, F. R. 1968. *Baseflow recessions. A review*. Water Resour. Res., 4(5), 973-983.
- HAMAD, O.E. 1993. *Optimal operation of a reservoir system during a dry season*. PhD thesis, University of Newcastle upon Tyne, 1, 227.
- HAMMOND, H. 2006. *Recession curve estimation for storm event separations*. J. Hydrol., 330, 573- 585.

- HARGREAVES, G.L., HARGREAVES, G.H., RILEY, J.P., 1985. *Irrigation water requirements for Senegal river basin*. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 111 (3), 265-275.
- HARGREAVES, G.H., ALLEN, R.G., 2003. *History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation*. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 129 (1), 53-63.
- HARLIN, J., 1991. *Development of a process oriented calibration scheme for the HBV hydrological model*. Nord. Hydrol. 22, 15-36.
- HERRERO, J. 2005. *Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve*. Series Monográficas. Trabajos de Investigación Tutelada. Grupo de puertos y costas 2005. Granada.
- HERRERO, J. 2007. *Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. <http://www.ugr.es/local/herrero>.
- HERRERO, J., AGUILAR, C., POLO, M.J., LOSADA, M. 2007. *Mapping of meteorological variables for runoff generation forecast in distributed hydrological modeling*. Proceedings, Hydraulic Measurements and Experimental Methods 2007 (ASCE/IAHR), Lake Placid, NY.
- HERRERO, J., POLO, M.J., MOÑINO, A., LOSADA, M.A. 2008. *Snow processes at a Mediterranean mountainous site: energy balance, snowmelt and evaporation*, (pendiente de publicación J. Hydrol., 4-2008).
- HEWLETT, J.D. 1961. *Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds*. US For. Serv. Southeast. For. Exp. Stn., 132.
- HEWLETT, J.D. Y HIBBERT, A.R. 1963. *Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watershed*. US For. Serv. Southeast. For. Exp. Stn. 132.
- HEWLETT, J.D., HIBBERT, A.R. 1967. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*. Sopper WE, Lull HW (eds). Proc. Int. Symp. on Forest Hydrology. Pergamon Press, Oxford, pp 275–290.
- HILL, M.C. 1990. *Preconditioned Conjugate-Gradient 2 (PCG2). A computer program for solving ground-water flow equations*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations. Report 90-4048, 43.
- HORTON, R.E. 1933. *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Trans. Am. Geophys. Union., 14, 446-460.
- HOOS, A.B. 1990. *Recharge rates and aquifer hydraulic characteristics for selected drainage basins in middle and east Tennessee*. USGS Water Resources Investigative Report.
- HUBERT, M.K. 1940. *The Theory of Ground – Water Motion*. J Geol 48:785-944.
- HUGHES, D.A. (2001). *Providing hydrological information and data analysis tools for the determination of ecological instream flow requirements for South African rivers*. J. Hydrol. 241 140-151.
- IQBAL, M. 1978. *Hourly vs daily method of computing insolation on inclined surfaces*. Solar Energy. 21, 485-489.
- IRMAK, S., IRMAK, A., ALLEN, R.G., JONES, J.W., 2003. *Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates*. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 129 (5), 336-347.
- ITENFISU, D., ELLIOTT, R.L. ALLEN, R.G., WALTER, I.A., 2003. *Comparison of reference evapotranspiration calculations as part of the ASCE standardization effort*. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 129 (6), 440-448.
- ITGE 1991. *Investigación Hidrogeológica para Apoyo a la Gestión Hidrológica de la Cuenca del Río Guadalfeo (Granada)*. DAS. Serie: Manuales de utilización de acuíferos. Madrid.
- ITGE 1985. *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes de la provincia de Granada (1ª y 2ª fases)*. Madrid.

- IGME 1979. *Mapa hidrogeológico nacional. Explicación de los mapas de lluvia útil, de reconocimiento hidrogeológico y de síntesis de los sistemas acuíferos*. 81. Madrid.
- IGME 1983. Abastecimiento de Lanjarón (Granada). Proyecto para la realización de estudios hidrogeológicos locales de la cuenca del Guadalquivir y baja del Guadiana. Informe técnico (inédito).
- IGME-Excma. Diputación Provincial de Granada. 1990. *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Granada*. Granada.
- ITGE-JA. 1998. *Atlas hidrogeológico de Andalucía*. Sevilla.
- ITGME, 1999. *Plan de Integración de los Recursos Hídricos subterráneos en los sistemas de Abastecimiento Público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de los núcleos situados en la cuenca del Guadalfeo y sectores Costeros adyacentes Actualización del conocimiento Hidrogeológico de la Unidad 06.21 Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero*. Granada
- ITGME, 1999. *Plan de Integración de los Recursos Hídricos subterráneos en los sistemas de Abastecimiento Público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de los núcleos situados en la cuenca del Guadalfeo y sectores Costeros adyacentes. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la unidad 06.19, Escalate*. Granada.
- ITGME, 1999. *Plan de Integración de los Recursos Hídricos subterráneos en los sistemas de Abastecimiento Público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de los núcleos situados en la cuenca del Guadalfeo y sectores Costeros adyacentes. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la unidad 06.18, Lújar*. Granada.
- JACOVIDES, C.P., HADJIOANNOU, L., PASHIARDIS, S., STEFANOY, L. 1996. *On the diffuse fraction of daily and monthly global radiation for the island of Cyprus*. Solar Energy. 56 (6), 565-572.
- JAKEMAN, AJ, HORNBERGER, G.M. 1993. *How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?*. Water Resour. Res. 29, 2637-2649.
- JOHNSON A.I. 1967. *Specific yield. Compilation of specific yields for various materials*. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1662-D.
- KIM, N.W., CHUNG I. M., WON Y. S., ARNOLD J G. 2008. *Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model*. J. Hydrol. 356, 1– 16.
- KONIKOW, L.F. 1999. *Groundwater Modelling*. The Handbook of Groundwater Engineering. C, 20.
- KNISEL, W.G. 1980. *CREAMS, a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems*. USDA Conservation Research Rept. N° 26.
- LAMB, R., BEVEN, K.J. 1997. *Using interactive recession curve analysis to specify a general catchment storage model*. Hidrol. Earth Syst. Sci., 1, 101-113.
- LARKIN, RG, SHARP, J.M. 1992. *On the relationship between riverbasin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers*. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1608–1620.
- LEAVESLEY, G.H., LICHTY, R.W., TROUTMAN, B.M., SAINDON, L.G., 1983. *Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations 83-4238.
- LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A., PAULHUS, J.L.H. 1982. *Hidrología para ingenieros*. McGraw-Hill. New York.
- LYNE, V., HOLLICK, M. 1979. *Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling*. Institute of Engineers Australia National Conference. Publ. 79/10, 89-93.

- LACEY, G.C. GRAYSON, R.B. 1998. *Relating baseflow to catchment properties in southeastern Australia*. J. Hydrol. 204, 231–250.
- MATEU, J., MORELL, I. 2003. *Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología*. Universitat Jaume I. Castellón de la Plana.
- MAIDMENT, D.R. 1992. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
- McDONNELL, J.J., OWENS J.F. A, STEWART M.K., 1991. *A case study of shallow flow paths in a steep zero-order basin*. Water Resour. Res. 27, 679–685.
- MEIJERINK AMJ 1996. *Remote sensing applications to hydrology: groundwater*. Hydrol Sci J. 4, 549–561.
- McDONNELL, J.J., ROWE L, STEWART, M. 2000. *A combined tracer–hydrometric approach to assess the effect of catchment scale on water flow path, source and age*. Integrated Methods in Catchment Hydrology—Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques, Leibundgut Ch, Schultz G, McDonnell J (eds). IAHS Publication 258. IAHS: Wallingford; 241–248.
- McDONALD, M. G., HARBAUGH, A. W. 1988. *A Modular Three-Dimensional Finite Difference Ground-Water Flow Model*. U.S. Geological Survey Open-File Report 83-875.
- MILLARES A. 2006. *Estudio hidrogeológico para la gestión integrada de la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*. Trabajo de investigación tutelada, Universidad de Granada. http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/DEA_Agustin_Millares.pdf.
- MILLARES A., AGUILAR C., HERRERO J., ÁVILA A., MOÑINO A., NIETO S., VEGA C., POLO M.J., LOSADA M.A. 2008. *Proyecto Guadalfeo; Modelo de gestión Integral de Cuencas Mediterráneas*. INTERREG-IV, MEDOCC, Agencia Andaluza del Agua, Polo M.J., Losada M.A., http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Resumen_Interreg.pdf
- MISHRA A, HATA T, ABDELHADI AW, TADA A, TANAKAMARU H. 2002. *Recession flow analysis of the Blue Nile River*. Japan Society of Hydrology and Water Resources. Hydrol. Processes. 17, 2825–2835.
- MORELL, I. 1976. *Estudio hidrogeológico del curso medio del río Guadalfeo (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada (inédita). Granada.
- MOORE, R.D., 1997. *Storage-outflow modelling of streamflow recessions, with application to a shallow-soil forested catchment*. J. Hydrol. 198, 260–270.
- MWAKALILA, S., FEYEN, J., WYSEUREW, G. 2002. *The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments*. J. of Arid Environ., 52: 245–258.
- NATHAN, R. J., MCMAHON T.A. 1990. *Evaluation of automated techniques for base floor and recession analysis*. Water Resour. Res. V. 26, 7, 1465-1473.
- NATHAN, R.J., AUSTIN, K., CRAWFORD, D., JAYASURIYA, N. 1996. *The estimation of monthly yield in ungauged catchments using a lumped conceptual model*. Australian Journal of Water Resources, 1, 65–75.
- MARK, D.M. 1984. *Automated detection of drainage networks from digital elevation models*. Cartographica, 21 (2/3), 168-178.
- MARTZ, L. W., DE JONG, E. 1988. *CATCH: A fortran program for measuring catchment area from digital elevation models*. Computers & Geosciences 14 (5), 627-640.
- MARTZ, L.W., GARBRECHT, J. 1992. *Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models*. Computers & Geosciences 18 (6), 747-761.
- MARTZ, L.W., GARBRECHT, J. 1998. *The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models*. Hydrol. Processes 12, 843-855.

- MEIN, R.G., LARSON, C.L. 1973. *Modeling infiltration during a steady rain*. Water Resour. Res. 9, 384-394.
- MERMOUD, A., XU, D. 2006. *Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions*. Soil Till. Res. 87, 89-100.
- MONTEITH, J.L. 1965. *Evaporation and environment*. Fogg, G.E. (Ed.), The State and Movement of Water in Living Organisms, Symposium of the Society for Experimental Biology, 19, Cambridge University Press: 205-234.
- MONTEITH, J.L., UNSWORTH, M.H. 1990. *Principles of Environmental Physics*. Second Edition, Edward Arnold. London.
- NIETO, M. 1974. *Estudio hidrogeológico de la rambla de Albuñol (Granada)*. Monografía Geológica. Universidad de Granada. Granada.
- O'DONNELL, T. 1986. *Deterministic catchment modelling*. River flow modelling and forecasting, D.A. Kraijenhoff y J.R. Moll. 11-37.
- O'CALLAGHAN, J.F., MARK, D.M. 1984. *The extraction of drainage networks from digital elevation data*. Computer vision, graphics and image processing. 28, 323-344.
- OLIVERA, F., MAIDMENT, D. 1999. *Geographic information systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing*. Water Res. Research. 35(4), 1155-1164.
- PARTON, W.J., LOGAN, J.A. 1981. *A model for diurnal variation in soil and air temperature*. Agric. Forest Meteorol. 23, 205-216.
- PEREIRA, L.S., PERRIER, A., ALLEN, R.G., ALVES, I. 1999. *Evapotranspiration: Concepts and future trends*. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 125 (2), 45-51.
- PETTYJOHN WA, HENNING R. 1979. *Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio*. Ohio State University. Water Resources Centre Project Completion Report No 552.
- POLO GÓMEZ, M.J., LOSADA RODRÍGUEZ M.A., LÓPEZ MARTOS, J. 2004. *Bases de un modelo estocástico de gestión integral de la cuenca del Guadalfeo*. IV Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua, Tortosa.
- POLUBARINOVA-KOCHINA, P.YA., 1962. *Theory of groundwater movement*. Princeton University Press. Princeton, N.J.
- PRASAD R. 1967. *A nonlinear hydrologic system response model*. Journal of Hydraulic Division 4: 201-221.
- PULIDO, A. 1979. *Aportación al conocimiento de la hidrogeología de los alpujárrides y sus bordes en el extremo occidental de Sierra Nevada*. Memoria (inédita) para la Fund. J. March. Granada.
- PULIDO, A. 1980. *Datos Hidrogeológicos sobre el borde Occidental de Sierra Nevada*. Serie Universidad Fund. J. March. Madrid.
- PULIDO, A., RUBIO, J.C. 1988. *Los acuíferos costeros de Motril-Salobreña y Carchuna*. TIAC'88. II: 209-238. Almuñécar, Granada.
- RAWLS, W.J., BRANKENSIEK, D.L. 1983. *A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters*. Adv. In Infiltration Proc. 102-112.
- RAWLS, W.J., AHUJA, L.R., BRANKENSIEK, D.L., SHIRMOHAMMADI, A. 1993. *Infiltration and soil water movement*. Maidment, D.R. (Eds.), Handbook of hydrology. McGraw-Hill, Nueva York, 5.1-5.51.

- RODRÍGUEZ GORDILLO, J., VELILLA, N. FERNÁNDEZ RUBIO, R. 1981. *Hidroquímica y termalismo de las aguas de Lanjarón (Granada)*. Simposio del Agua en Andalucía. I: 501-515. Granada.
- ROMERO, A. 1977. *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río de las Guájaras (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- ROPERO GARCÍA, M.L. 1981. *Calidad de las aguas corrientes de Sierra Nevada (Granada)*. Tesina de Licenciatura. Universidad de Granada.
- ROPERO GARCÍA, M.L. 1984. *Calidad de las aguas corrientes de Sierra Nevada*. Universidad de Granada. Publ.
- ROJANSCHI, V., WOLF, J., BARTHEL, R. 2006. *Storage Cascade vs. MODFLOW for the Modelling of Groundwater Flow in the Context of the Calibration of a Hydrological Model in the Ammer Catchment*. Adv. Geosci., 9, 101–108.
- RUIZ GARCÍA, J.M. 1998. *Desarrollo de un Modelo Hidrológico Conceptual-Distribuido de Simulación Continua Integrado con un Sistema de Información Geográfica*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia.
- RUTTER, A.J., KERSHAW, K.A., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. 1971. *A predictive model of rainfall interception in forests*. I. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. Agric. Meteorol. 9, 367-384.
- RUTTER, A.J. 1975. *The hydrological cycle in vegetation*. Monteith, J.L. (ed.), *Vegetation and the Atmosphere*. American Press, London.
- SAMPER J., HUGUET LL., ARES J., GARCÍA VERA, M.A. 1999. *Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid.
- SAMPER, F.J., PAZ, A. 2005. *Modelos hidrológicos y sistemas de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de gis-balan a varias cuencas españolas*. Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Vol VII. J. Samper, A. Paz (eds). Coruña.
- SMEDEMA, L.K., RYCROFT, D.W.. 1983. *Land drainage-planning and design of agricultural drainage systems*. Cornell University Press, Ithica, New York.
- SANDERS, L. 1998. *A manual of Field Hydrogeology*. Prentice-Hall.
- SCHOELLER, H. 1962. *Les Eaux Souterraines*. Masson Éditeur, Paris.
- SOTO, J.M., PULIDO, A. 1998. *Aportaciones al conocimiento del acuífero detrítico de Motril-Salobreña (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- SOPHOCLEOUS, M. 2002. *Interactions between groundwater and surface water: the state of science*. Hydrog. Jour. 10: 52-67.
- SOPHOCLEOUS, M., KOUSSIS, A., MARTIN, J.L., PERKINS, S.P.. 1995. *Evaluation of simplified stream-aquifer depiction models for water rights administration*. Ground Water 33, 4, 579-588.
- THEIS, C.V. 1941. *The effect of a well on the flow of a nearby stream*. American Geophysical Union Transactions 22, 3, 734-738.
- SKLASH, M.G., FARVOLDEN, R.N. 1979. *The role of groundwater in storm runoff*. J Hydrol 43:45–65.
- SINGH, P., HUEBL, H. WEINMEISTER, H. W. 2000. *Use of the recession characteristics of snowmelt hydrographs in the assessment of snow water storage in a basin*. Hydrol. Process. 14, 91-101
- SKLASH, M.G. 1990. *Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation*. Anderson MG, Burt TP (eds). *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, Chichester. 401–435.

- SNYDER, F.F. 1939. *A concept of runoff phenomena*. Eos Trans. AGU, 20, 725-738.
- SLOTO, R.A., CROUSE, M.Y. 1996. *HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis*. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 96-4040.
- SMAKHTIN, V.Y. 2001. *Low flow hydrology: a review*. J. Hydrol., 240, 147-186.
- SZILAGYI, J., PARLANGUE M.B. 1998. *Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation*. J. Hydrol., 204, 251-260.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J., VAN GENUCHTEN, M.T. 1998. *Network Analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties*. Soil Science Soc. Am. J. 62(4), 847-855.
- SCHAAP, M.G., LEIJ F.J., VAN GENUCHTEN, M.T. 2001. *Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions*. J. Hydrol. 251, 163-176.
- SELLERS, P.J., LOCKWOOD J.G. 1981. *A computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of a small catchment over long time periods*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 107, 395-414.
- SHERMAN, L.K. 1932. *Stream-flow from rainfall by the unit-graph method*. Engineering News-Record 108, 501-505.
- SHUTTLEWORTH, W.J. 1978. *A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction*. J. of Boundary Layer Meteorol. 14, 3-27.
- SHUTTLEWORTH, W.J. 1993. *Evaporation*. Maidment, D.R. (Eds.), Handbook of hydrology. McGraw-Hill, Nueva York, 4.1-4.53.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH J.H.C. 1982. *A note on the paper by P.J. Sellers and J.G. Lockwood (1981)*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 108, 464-467.
- SINGH, V.P. 1997. *Influence of storm dynamics*. Hydrol. Processes 11, 1649-1669.
- STEFANO, C.D., FERRO, V. 1997. *Estimation of evapotranspiration by bare-soil formula and remotely sensed data in semi-arid mediterranean areas*. J. Agric. Engng. Res. (68), 189-199.
- SUSONG, D., MARKS, D., GAREN, D. 1999. *Methods for developing time-series climate surfaces to drive topographically distributed energy- and water- balance models*. Hydrol. Processes. 13, 2003-2021.
- TALLAKSEN, L. M. 1995. *A review of baseflow recession analysis*. J. Hydrol., 165, 349-370.
- TÉMEZ, J.R. 1977. *Modelo matemático de transformación precipitación-aportación*. ASINEL
- TÓTH, J. 1963. *A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins*. J. Geophys. Res. 68, 16, 4795-4812.
- TÓTH, J. 1970. *A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment*. J. Hydrol. 10:164-176.
- TÓTH, J. 1999. *Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestation*. Hydrogeology Journal 7, 1-14.
- TOEBES C., STANG, D.D. 1964. *On recession curves, 1. Recession equations*. J. Hydrol. 3(2), 2-15.
- THORMWAITE, C.W., MATHER, J.R. 1955. *The water balance*. Climatol. Lab. Drexel Inst. Technol. 8(1) 1-104.
- TÉMEZ, J.R. 1977. *Modelo matemático de transformación precipitación-aportación*. ASINEL. Madrid.
- TRIBE, A. 1992. *Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method -comment*. J. Hydrol. 139, 263-293.

- VITVAR, T., GURTZ, J., LANG, H. (1999). *Application of GIS-based distributed hydrologic modelling for estimation of water residence times in the small Swiss prealpine catchment Rietholzbach*. Integrated Methods in Catchment Hydrology—Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques, Leibundgut Ch Schultz G, McDonnell J (eds). IAHS Publication 258. IAHS: Wallingford; 241–248.
- VITVAR, T., BURNS, D.A., LAWRENCE, G.B., MCDONNELL, J.J., WOLOCK, D. 2002. *Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed*. Catskill Mountains, New York. Hydrol. Process. 16, 1871–1877.
- VIVAS, G. 2003. *Estudio conceptual de los flujos que afectan a las zonas regables de la cuenca del río Guadalfeo*. Universidad de Córdoba.
- VOGEL, R.M., KROLL, C.N. 1992. *Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low flow statistics*. Water Resour. Res., 28(9): 2451-2458.
- WARD, R.C. (1984). *On the response to precipitation of headwater streams in humid areas*. J. Hydrol 74:171–189.
- WANG, G.T., CHEN, S. 1996. *A linear spatially distributed model for a surface rainfall-runoff system*. J. Hydrol. 185, 183-198.
- WATERSHED MODELING SYSTEM. 1998. *(WMS) Reference manual and tutorial*. Environmental Modeling Research Laboratory (EMRL). Brigham Young University, Provo, Utah.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC, INC. (2003). Visual MODFLOW v.3.1.3. 3-D. Groundwater Flow and Transport Modeling. Waterloo, Ontario. Canada.
- WERNER, P.W., SUNDQUIST, K.J., 1951. *On the groundwater recession curve for large watersheds*. IAHS Publ., 33, 202-212.
- WILLIAMS, J. R., NICKS, A. D., ARNOLD, J. G. 1984. *Simulator for water resources in rural basins*. ASCE Hydraulics J. 67-103.
- WINTER, T.C, ROSENBERRY, D.O. 1995. *The interaction of ground water with prairie pothole wetlands in the Cottonwood Lake area, east-central North Dakota, 1979–1990*. Wetlands 15, 193–211.
- WINTER, T.C. 1999. *Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems*. Hydrog. Jour. 7, 28–45.
- WITTENBERG, H. 1999. *Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes*. Hydrol. Process., Special Issue Process Interactions in the Environment.
- WITTENBERG, H, SIVAPALAN, M. 1999. *Watershed groundwater balance estimation using stream-flow recession analysis and baseflow separation*. J. Hydrol., 219, 20-33.
- YEH, G.T., HANSEN, S.S., LESTER, B., STROBL, R., J. SCARBROUGH. 1992. *3DFEMWATER/3DLEWASTE: Numerical Codes for Delineation Wellhead Protection Areas in Agricultural Regions Based on the Assimilative Capacity Criterion*. U.S. Environmental Protection Agency.
- ZAMORA, R. 1979. *Estudio hidrogeológico del sector Oeste de Sierra de Lújar*. Trabajo monográfico (inédito). Cátedra de Hidrogeología. Universidad de Granada.
- ZECHARIAS, Y.B., BRUTSAERT, W. 1988. *The influence of basin morphology on groundwater outflow*. Water Res. Research, 24, 1645–1650.
- ZENG, N., SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C. 2000. *Influence of temporal variability of rainfall on interception loss*. Part I. Point analysis. J. of Hydrol. 228, 228-241.

Anejos

Anejo 1

Los acuíferos de la cuenca del Guadalfeo

El análisis y descripción de las características hidrogeológicas de los materiales existentes en la cuenca del río Guadalfeo, así como de los distintos acuíferos existentes en la misma, resulta imprescindible para un estudio hidrológico completo de la cuenca. Con este fin, es conveniente identificar aquellas unidades acuíferas de suficiente extensión y con cierta importancia en cuanto a sus recursos y reservas, a la hora de estimar el balance hídrico en cada una de las subcuencas que serán simuladas en el modelo integral en el que se inserta esta tesis.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la cuenca del río Guadalfeo y los sectores adyacentes a la misma se encuentran, según el ITGE, dentro del Sistema Acuífero nº 41 “Calizas y Dolomías triásicas de Sierra Almijara-Sierra de Lújar” y sobre otros acuíferos de carácter detrítico relacionados hidrogeológicamente con el anterior.

Geológicamente, el área se sitúa sobre la zona Bética, caracterizada por sus materiales triásicos y paleozoicos. Esta zona de las cordilleras béticas está constituida por mantos de corrimiento superpuestos que, tradicionalmente, se agrupan de inferior a superior, en este orden:

- Manto Nevado-Filábride: Está formado por varios mantos de corrimiento constituidos por formaciones metamórficas, en su mayor parte del Paleozoico, con términos superiores también metamórficos, correspondientes al Triás. Estos materiales afloran en el sector central de Sierra Nevada, constituyendo el núcleo del edificio Bético.
- Manto Alpujárride: Se encuentra superpuesto tectónicamente al complejo Nevado-Filábride y está estructurado en varios mantos de corrimiento superpuestos. Desde el punto de vista litoestratigráfico, presentan un conjunto basal de micaesquistos, filitas y cuarcitas, generalmente paleozoicas, y un manto superior carbonatado de edad triásica. En la cuenca del Guadalfeo, estos mantos se encuentran representados por los mantos de Lújar, Cástaras, Víboras, Alcázar, Trevenque, Murtas, Adra, La Herradura y las Guájaras.
- Las formaciones neógeno-cuaternarias ocupan los valles del Guadalfeo y sus afluentes adquiriendo su mayor desarrollo en la depresión de Padul, Valle de Lecrín y la llanura costera de Motril-Salobreña.

La cuenca del Guadalfeo se asienta principalmente sobre el manto Alpujárride y la parte más alta correspondiente a Sierra Nevada, sobre el complejo Nevado-Filábride. Los sectores periféricos al río Guadalfeo y sus afluentes así como otras zonas de valle se constituyen por formaciones más recientes neógeno-cuaternarias.

Como se puede deducir, la formación geológica de la cuenca, con gran número de mantos de corrimiento y elevada tectonización interna, origina una gran compartimentación de la cuenca en numerosos sistemas hidrogeológicos con geometrías e interrelaciones muy complejas.

A1.1 Identificación de las unidades hidrogeológicas

A lo largo del tiempo se han utilizado varios sistemas de clasificación con el fin de agrupar las diferentes unidades hidrogeológicas existentes en la cuenca del río Guadalfeo.

Tradicionalmente, según el ITGME, los acuíferos se clasificaban de acuerdo a la naturaleza de sus materiales, dividiéndolos en dos grupos fundamentales; acuíferos en materiales carbonatados y acuíferos en materiales detríticos.

Posteriormente, Al Alwani en 1997, adoptaba una clasificación que, de acuerdo a una serie de criterios, discretizaba aún más las unidades hidrogeológicas. Para ello, realizó las siguientes consideraciones:

1. Separó al acuífero calizo-dolomítico, situado al norte del cauce principal del río Guadalfeo, del acuífero de Lújar por dos razones; primero, por la desconexión hidráulica que existe entre ambos en la mayor parte de su contacto y por otro lado, porque este acuífero suele estar topográficamente “colgado” sobre los materiales metapelíticos impermeables.
2. Dentro del grupo de materiales metamórficos, agrupó a los pertenecientes a los distintos mantos alpujárrides como una sola unidad, desde el punto de vista de sus características hidrogeológicas, aunque hizo la salvedad que a escala de detalle existen diferentes comportamientos hidráulicos debido al grado de alteración y de fracturación.
3. Con respecto a los acuíferos en conglomerados y aluviales, analizó en detalle aquellos que ocupan más extensión dentro de la cuenca y, por consiguiente, los que aportan volúmenes de agua considerables a la hora de evaluar sus recursos.

A partir de estas consideraciones, las unidades hidrogeológicas que integran la cuenca son:

- Acuífero de Sierra Nevada
- Acuíferos de materiales metamórficos
- Acuíferos calizo-dolomíticos del borde S y SW de Sierra Nevada (Sierra de El Padul, y dispersiones carbonatadas de Padul y Cádiar)
- Acuíferos de Sierra de Lújar
- Acuífero de la unidad de Escalate
- Acuífero de las Sierras de los Guájares y del Chaparral
- Acuífero de la Sierra de Albuñuelas
- Acuíferos en conglomerados (Cádiar y Órgiva)
- Acuíferos en materiales cuaternarios (Depresión de Padul y Motril-Salobreña)

El acuífero de Sierra Nevada representa un caso especial ya que hasta hace muy poco los materiales que lo forman no se han considerado de interés acuífero. Sin embargo, y especialmente en este trabajo, representa un sector clave para el análisis del comportamiento hidrogeológico de la cuenca debido, precisamente, a las características acuíferas tan particulares y a la gran extensión que ocupan dentro de la zona de estudio.

Los acuíferos en materiales metamórficos, que se diferencian de los anteriores al ser materiales metamórficos de los mantos alpujárrides y no de los nevado filábrides, tendrán escasa importancia debido a la nula capacidad de almacenamiento de sus materiales. Por lo tanto, aunque se considera necesaria su descripción, no serán tenidos en cuenta en el análisis global de los recursos hidrogeológicos de la cuenca.

Los acuíferos carbonatados como el acuífero de Lújar, el acuífero de la Sierra de las Albuñuelas, el acuífero de las Sierras de las Guájaras y del Chaparral y el de Escalate son muy importantes ya que desempeñan un papel muy relevante en los procesos de captación y almacenamiento total de los recursos hídricos.

Los acuíferos conglomerados, como el de Cádiz y el de Órgiva, tienen menor importancia en cuanto a recursos que los anteriores. Sin embargo mantienen una intensa relación con el río Guadalfeo.

Los acuíferos detríticos cuaternarios como el de la depresión de Padul y el de Motril-Salobreña son un caso especial debido a estar situados en llanuras aluviales con alto grado de intervención antrópica. Además, el acuífero costero de Motril Salobreña presenta una dependencia en cuanto a recarga muy importante con el río Guadalfeo siendo este clave en los procesos de intrusión de la cuña salina.

Los acuíferos calizo-dolomíticos, representan a unos acuíferos que se encuentran en un periodo intermedio entre dos unidades hidrogeológicas diferenciadas. El principal acuífero de este tipo es el acuífero de la Sierra del Padul junto con el acuífero de la dispersión carbonatada del Padul situados entre el acuífero de Sierra Nevada y la depresión de Padul. Con menor relevancia, nos encontramos con la dispersión carbonatada de Cádiz.

A1.2 Características hidrogeológica de los materiales que componen la cuenca del Río Guadalfeo

A1.2.1 Materiales de Sierra Nevada

Hasta hace poco tiempo, los materiales Nevado-Filábrides de Sierra Nevada no se consideraban como materiales de interés acuífero. En la actualidad sabemos que a través de sus fracturas y, sobre todo, de las franjas de derrubios y de alteración, pueden circular volúmenes significativos de agua (Castillo, 1993; Castillo *et al.*, 1996; Gisbert, 1997; Adarve *et al.*, 1997; Fedeli y Castillo, 1997, 1998). Estos flujos, denominados subsuperficiales o “hipodérmicos”, juegan un papel regulador importante en la cuenca del Guadalfeo y son básicos para el mantenimiento de los caudales estivales del río (Rodríguez-Gordillo *et al.*, 1981).

Podemos hablar de dos grandes tipos de materiales; los micasquistos, que ocupan el 80 % de la superficie, afloran en el núcleo central y son poco permeables, y las rocas carbonatadas, dolomías principalmente, que se sitúan en las partes bajas del tercio occidental del macizo y son moderadamente permeables. Los micasquistos pertenecen al Complejo Nevado-Filábride y constituyen las rocas más antiguas de Sierra Nevada, mientras que las rocas carbonatadas, más recientes, son del Complejo Alpujárride, situado tectónicamente sobre el anterior. En los bordes de estos materiales existen una serie de depresiones postorogénicas rellenas de materiales detríticos, compuestos por alternancias de gravas, arenas, limos y arcillas.

Los micasquistos son materiales que en estado inalterado son impermeables, aunque es muy difícil verlos completamente inalterados en la naturaleza. Los esquistos existentes en Sierra Nevada han estado expuestos a los agentes erosivos durante más de 15 millones de años, periodo en el que han estado sometidos a varios plegamientos. Esto ha dado como resultado un alto grado de fracturación de los materiales en superficie. También es importante destacar la acción crioclástica como elemento de evolución de este grado de fracturación de los materiales.

Por todo esto, la roca madre generalmente está cubierta por clastos con alto grado de fracturación con procesos edáficos muy poco desarrollados y relegados a las zonas más bajas. Esta franja de alteración de los micasquistos es la responsable de la existencia de humedales de alta y media montaña como los borreguiles, en donde se desarrollan praderas y pastizales

La zona más baja de la Sierra correspondiente al fondo de los barrancos y las zonas en donde se detecta un contacto mecánico entre los mantos Nevado-Filábrides y Alpujárride propicia la aparición de algunos manantiales, generalmente poco importantes.

Interestratificados con los micasquistos aparecen otros tipos de rocas, como cuarcitas, cuarzoesquistos e incluso mármoles, que al ser materiales más competentes aparecen más intensamente fracturados, por lo que presentan mayor permeabilidad. De este modo, estos niveles interestratificados actúan de colectores y transmisores del agua, dando lugar también a manantiales y surgencias características.

Existen pozos, galerías y manantiales que se localizan en las inmediaciones de los barrancos y cursos principales de la cuenca (en su mayoría de pequeña entidad). La gran cantidad de pequeños manantiales hace suponer que el acuífero existente es de baja permeabilidad, estando los elementos más transmisivos localizados en la zona de alteración. En las zonas donde los materiales no han sufrido demasiada alteración se comportan como acuícludo-acuífugo.

A1.2.2 Materiales Alpujárrides

Estos materiales están constituidos por dos formaciones principales; una que corresponde a la base, formación metapelítica, y otra al techo, formación carbonatada:

La base, de formación metapelítica (L1, C1, A1, M1, H1, S1 y G1) se forma por materiales de baja permeabilidad. Las filitas alpujárrides son muy impermeables; su situación sobre los materiales de Sierra Nevada hace que actúen como una suela y condicionan las surgencias de agua entre ambos conjuntos. De igual manera se comportan los materiales carbonatados alpujárrides. En cuanto a los micasquistos, se han considerado tradicionalmente como impermeables, pero pueden presentar un grado de permeabilidad resultado de una densa fracturación, que da lugar a una posible circulación de aguas subterráneas, como ponen de manifiesto los manantiales relacionados con este tipo de materiales.

El techo, de formación carbonatada (en algunos sectores se trata de mármoles) (L2, C2, A2, H2, S2 y G2), tiene una distribución espacial desigual y una aparente desconexión entre los distintos afloramientos. Se comportan como acuíferos debido a la permeabilidad producida por una serie de fisuras y procesos de disolución. La permeabilidad debido a su porosidad primaria es generalmente escasa, por lo que una roca carbonatada de no mediar otros procesos se comportaría como acuífugo (Pulido, 1979). Los procesos de fracturación son los que confieren la mayor permeabilidad inicial del material carbonatado; a través de esas fracturas y de otras discontinuidades (planos de estratificación) actúa la corrosión (ataque químico y disolución) que las ensanchan.

Las rocas calizo-dolomíticas suelen presentarse interestratificadas con otros materiales entre los que destacan por su mayor dureza; mientras que en otros casos, presentan fragilidades frente a las deformaciones, y dan lugar a una fracturación bastante densa como en el caso de las dolomías del manto de Trevenque (kakiritas). La elevada densidad de fracturación de estos materiales permite considerarlos como similares a acuíferos detríticos de permeabilidad por porosidad intergranular (Pulido, 1979).

La permeabilidad varía de una unidad a otra y la existencia de conos de deyección al borde de estas unidades facilita el paso de agua hacia cotas más bajas. De los materiales carbonatados alpujárrides destacan los que componen Sierra de Lújar como un acuífero regional importante y de alta permeabilidad, la unidad de Escalate y el sector del manto de Trevenque (NE de Padul) que descargan sus aguas en la Cuenca del Guadalfeo.

A1.2.3 Materiales del Neógeno-Cuaternario

Existe una gran variedad litológica dentro de los depósitos neógenos-cuaternarios. La permeabilidad de estos materiales depende de la abundancia de gravas y arenas dentro de sus componentes. Se describirán a continuación en forma simplificada el comportamiento hidráulico de cada tipo de ellos.

Los conglomerados (Tc) de grandes cantos (10-30 cm) que existen en el sector de Órgiva y al SW de Cádiar, se comportan como acuíferos de permeabilidad media, y a veces, como acuitardo, por la presencia de niveles de limos de muy baja permeabilidad; son materiales sueltos o mal cementados. Los materiales de igual litología que ocupan gran extensión en la depresión del Padul-Dúrcal, y están en contactos con los materiales carbonatados alpujárrides son en general abanicos aluviales y su comportamiento hidráulico es de acuífero. También afecta a su permeabilidad media la matriz arcillosa y la presencia de cambios granulométricos tanto en la horizontal como en la vertical.

Los limos con yeso (Ta) se comportan como acuícludo, aunque los tramos de arenas y conglomerados intercalados, cuando están en contacto con otros materiales permeables, pueden suministrar caudales pequeños. Además, cuando la potencia de algunos tramos no es muy elevada, se comportan como acuitardo y pueden permitir la conexión entre niveles acuíferos debido a la existencia de intercalaciones de areniscas y de arcillas.

Las calcarenitas bioclásticas, que constituyen la formación intermedia entre los materiales carbonatados de base y los detríticos de superficie, proporcionan captaciones de elevado rendimiento (ENADIMSA, 1980), aunque se puede pensar en la existencia de una alimentación considerable procedente del sustrato carbonatado.

Los materiales pliocuaternarios (P-Q) del valle del río Albuñuelas poseen algunos niveles de arena e incluso horizontes calizos (cantos de materiales alpujárrides); tienen un comportamiento hidrogeológico como acuitardo a acuífero de baja permeabilidad.

Los materiales aluviales, coluviales y conos de deyección (Qa1) que pertenecen al Cuaternario están distribuidos por distintos sectores de la cuenca y contienen gravas, arenas, limos y arcillas en proporciones variables. El mayor desarrollo de los depósitos aluviales se alcanza en la Vega de Motril-Salobreña, en donde constituye un acuífero de alta permeabilidad, sobre todo en el paleocauce y el cauce actual del río Guadalfeo. En el caso de la depresión del Padul-Dúrcal están bien representados los conos de deyección (Qcd), formados esencialmente por cantos de carbonatos alpujárrides; tienen comportamiento acuífero y están en conexión hidráulica con los acuíferos alpujárrides (Casas, 1975; Casas y Fernández-Rubio, 1975; Fernández-Rubio y Pulido, 1978). En el sector al N de Cádiar se encuentran algunos derrubios (Qa1) que se comportan como acuíferos y tienen una buena conexión hidráulica con el río del mismo nombre.

Los materiales que constituyen la turbera de Padul (Qtu) tienen una permeabilidad muy baja, que los aproximan en su comportamiento hidrogeológico a los acuícludos.

Los travertinos (Qtr) que ocupan el sector de Lanjarón, el sector NE de Vélez de Benaudalla y el sector de Pinos del Valle, tienen poca extensión superficial, son muy porosos y de permeabilidad elevada; se comportan como acuíferos de poca envergadura y sirven como medio de transición para los materiales que los rodean.

En la tabla 36 se presenta un resumen de la geología que corresponde a la cuenca del río Guadalfeo, a partir de una simplificación realizada por Al Alwani (1997) basada en Aldaya (1981), Aldaya *et al.* (1979; 1983), Avidad y García Dueñas (1981), Avidad *et al.* (1981), Díaz de Federico y Puga (1980), Díaz de Federico y Orozco (1981) y Fontbote *et al.* (1980).

Tabla 17; Resumen de las características hidrogeológicas de los materiales que forman la cuenca del río Guadalfeo

Denominación general	Manto	Material	Nomenclatura	Periodo	Comportamiento hidrogeológico
Mat. Cuaternarios		Travertinos	Qtr	Cuaternario	Acuífero
		Turberas	Qtu	Cuaternario	Acuitardo
		Conos de deyección	Qcd	Cuaternario	Acuífero
		Aluviones e indiferenciados	Qa1	Cuaternario	Acuífero
		Conglomerados	P-Q	Pliocuatnario	Acuífero
Materiales Terciarios		Conglomerados heterométricos, con intercalaciones arenosas	Tc	Plioceno	Acuífero
		Limos, arenas y conglomerados; intercalaciones arenosas y arcillosas; calcareníticas bioclásticas (en la base)	Ta	Mioceno	Acuitardo-acuícludo
Mantos Alpujárrides	Manto de los Guájares	Mármoles con biotita	G2	Trías	Acuífero
		Esquistos grafitosos y cuarcitas	G1	Paleozoico	Acuícludo
	Manto de Salobreña	Mármoles con tremolita	S2	Trías medio-superior	Acuífero
		Micasquistos grafitosos	S1	Paleozoico	Acuícludo
	Manto de la Herradura y del Trevenque	Calizo-dolomías masivas y mármoles dolomítico	H2	Trías medio-superior	
		Micasquistos biotíticos	H1	Permotrías	Acuícludo
	Manto de Murtas	Cuarcitas y filitas. Calcoesquistos	M1	Paleozoicos	Acuícludo
	Manto de Alcazar	Dolomías y calizas	A2	Trías medio-superior	Acuífero
		Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos.	A1	Permotrías	Acuícludo
	Manto de Cástaras	Calizas recristalizadas y dolomías	C2	Trías medio-superior	Acuífero
		Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos	C1	Permotrías	Acuícludo
	Manto de Lújar	Calizas y dolomías	L2	Trías medio-superior	Acuífero
		Filitas con calcoesquistos	L1	Permotrías	Acuícludo
Materiales Nevado-Filábrides	Nevado-filábride	Micasquistos, cuarcitas, gneises, metabasitas y localmente mármoles	N-F	Paleozoico-trías	Acuícludo

A1.3 Características de los acuíferos de la cuenca

A1.3.1 Acuífero de Sierra Nevada

Este acuífero ocupa un área de 447 km², siendo el más extenso de todos los existentes en la cuenca del río Guadalfeo; constituye la principal área de alimentación para los acuíferos alpujárrides, los conglomerados y los aluviales situados en la cuenca. Las aguas de escorrentía superficial de Sierra Nevada poseen muy buena calidad físico-química-biológica; el único reparo que se les podría poner, según Castillo (1985), es su escasa mineralización, inferior a 300 mg/L de sales disueltas. Los factores responsables de esa escasa mineralización son: los micasquitos (muy poco solubles), la baja temperatura de las aguas, el rápido drenaje de las mismas (poco tiempo de contacto agua-roca), etc.

Como se ha explicado, los micasquitos que forman gran parte del macizo tienen bien desarrolladas las fracturas alcanzando cierta envergadura, por lo que dan lugar a numerosos manantiales. Sin embargo, las aguas que surgen de estos materiales se caracterizan por su gran heterogeneidad hidroquímica, con grandes variaciones de temperatura aún en las distancias muy cortas, fruto de los distintos caminos recorridos hasta su salida; se puede observar este fenómeno en el Chorreón de Pórtugos y en el de Ferreirola.

Pulido (1979) proporcionó algunos datos sobre un manantial ubicado en la margen derecha del río Lanjarón. Las características físico-químicas de su agua demuestran la estrecha relación existente con los materiales nevado-filábrides (infiltración profunda). Al norte de Cañar hay un manantial que arroja entre 10 y 15 l/s (Morell, 1976). Otro manantial, situado al este de Bérchules en la margen izquierda del río Grande, arroja unos 0,5 l/s (Al Alwani, 1992); aunque se localiza en los derrubios, está en clara relación con los materiales nevado-filábrides, dado que se trata de aguas ferruginosas. En el sector de Lanjarón, cinco sondeos horizontales productivos perforados en micasquitos permitieron aumentar la disponibilidad de aguas minerales, para la empresa Aguas de Lanjarón S.A., en casi 12 l/s (Fernández Gutierrez y Fernández-Rubio, 1981). En el caso de algunos manantiales del mismo sector (Rodríguez Gordillo *et al.*, 1981), se puede pensar que se trata de aguas meteóricas, con proceso de circulación corto y poco profundo (mineralización y temperatura normal); están directamente relacionados con rocas metamórficas del Nevado-Filábride.

Al Alwani (1997) estimó a partir de las curvas de igual precipitación para el año medio, en función de la superficie calculada cada dos curvas, que el valor medio estimado de la precipitación media era de 829 mm, que consideró como valor representativo para todo el acuífero. Además estimó una capacidad de campo de 100 mm y una evapotranspiración real media anual de 48%, con lo cual obtuvo un valor medio de lluvia útil de 193 hm³/año. La mayor fracción de la lluvia útil sobre este acuífero se convierte en escorrentía superficial, otra fracción se infiltra, tanto directamente como tras la fusión de las nieves, a través de las fracturas de los materiales rocosos dando lugar a tres tipos de flujo: profundo, intermedio y subsuperficial o epidérmico.

La principal descarga en los bordes del acuífero se produce a través de los manantiales del sector de Lanjarón, que presentan las cotas más bajas del contacto con los materiales alpujárrides (formaciones del manto de Cástaras C1), y la misma densa fracturación de los micasquitos hace posible la circulación de las aguas subterráneas. Este hecho fue confirmado por la construcción de sondeos horizontales en la ladera de montaña, realizados para Aguas de Lanjarón, S.A (Fernández-Rubio *et al.*, 1983); según el mismo autor, los caudales captados estaban comprendidos entre centenares y 28.000 l/h; sin embargo, los sondeos horizontales daban un notable incremento en los caudales captados, que totalizaban más de un millón de l/d, con una constancia muy regular en su época de construcción, aunque posteriormente bajaron de forma considerable. Además, la existencia de una multitud de

surgencias de pequeña entidad en todo el sector (al norte de Cáñar, se localizan unos manantiales que arrojan hasta 15 l/s); y una descarga difusa a través de los barrancos o los ríos que se encuentran sin estaciones de aforo, incluso el elevado contenido salino en las aguas del río Lanjarón, son un buen indicio de esta descarga, sin olvidar la posible alimentación a los materiales alpujárrides y postorogénicos que constituyen los contactos sur y oeste del acuífero. Todas las salidas del borde S y SW del acuífero totalizan, aproximadamente, entre 3 y 5 hm³ (Al Alwani, 1997).

Con respecto a la interacción con la red de drenaje del río Guadalfeo se dispone de muy poca información del desglose aguas superficiales-subterráneas (“*flujo de base*”) en las aguas fluviales de Sierra Nevada.

En los ríos Monachil y Dílar, fuera de nuestra zona de estudio, se realizaron algunas estimaciones (Pulido, 1980; Castillo, 1993) partiendo de sus hidrogramas (curvas de caudal-tiempo). Gracias a ello, se ha comprobado que los caudales drenados por escorrentía superficial directa, especialmente durante el deshielo, no alcanzan el 50 % de las aportaciones anuales, mientras que otro 40 % respondería a flujos subsuperficiales procedentes en su mayor parte también del deshielo y el resto a aportaciones subterráneas de la orla dolomítica.

Para los ríos de La Alpujarra, sin apenas orla carbonatada, se detecta una intensa derivación y careo de las aguas. La repartición entre aguas superficiales y subterráneas sería equivalente, del orden del 50 % para cada una de ellas (Al-Alwani, 1992; 1997).

En el sector de La Alpujarra, el reducido tamaño y la geometría de fondo de estos afloramientos no permite grandes explotaciones, si bien los manantiales asociados al drenaje de los mismos son habitual sustento de abastecimientos y regadíos, en algunos casos favorecidos por la recarga de careos desde acequias superiores.

Las obras de captación son muy escasas en estos materiales esquistosos del núcleo de Sierra Nevada. La mayor parte de las actuaciones realizadas consisten en zanjas, catas, minas o galerías, muy abundantes en las partes bajas de La Alpujarra, que han pretendido aumentar los caudales de pequeñas fuentes y manantiales previamente existentes. En algunos sectores se han ensayado con éxito las perforaciones subhorizontales, con el objetivo de captar flujos epidérmicos, prácticamente los únicos que poseen este tipo de materiales. Últimamente, a causa de las sequías, se han ensayado también sondeos verticales, que han dado en algunos casos resultados sorprendentemente satisfactorios, aunque con tipos de aguas más mineralizadas.

Muy poco se sabe de la geometría y de los parámetros hidráulicos de las unidades acuíferas comentadas y, por tanto, es desconocido el volumen de sus reservas de agua.

A1.3.2 Acuíferos en materiales metamórficos

Se incluyen aquí todos los materiales metapelíticos pertenecientes a los mantos alpujárrides (Cástaras, Alcázar, Murtas, Salobreña, Herradura y los Guájares), los cuales incluyen filitas, cuarcitas, micasquistos, etc., que desde el punto de vista hidrogeológico son materiales escasamente permeables. El funcionamiento general de estos “acuíferos” no se puede separar de su entorno, donde los distintos tipos de contactos con otros materiales y fallas afectan de una forma directa al movimiento de las aguas en profundidad; además, en la franja subsuperficial de alteración es posible la acumulación y/o circulación, en un camino corto, de las aguas subterráneas hasta encontrar el punto de salida; en la franja más baja, el desarrollo de fracturas más o menos profundas permite circular el agua en caudales no despreciables, en determinados casos.

En las filitas se encuentran algunos pequeños manantiales de caudales mínimos, en relación directa con la precipitación; no subsisten largo tiempo después del aguacero. Su contacto con las formaciones carbonatadas y/o los mármoles da lugar a otros manantiales, de pequeña entidad. Sin embargo, se

localizan algunas surgencias en las cuarcitas y esquistos que pertenecen al manto de Murtas, sobre todo en los barrancos y zonas de alteración por fracturas, y su contacto con las filitas del manto de Alcázar.

Las características físico químicas de estas aguas son, en general, muy parecidas a las de las aguas ligadas a los materiales de Sierra Nevada, pues en ellos se localizan algunos manantiales de caudales mínimos, con poco tiempo de duración, excepto en los micasquistos (si tienen bien desarrollada las fracturas y diaclasas) donde los manantiales arrojan caudales considerables.

Para estimar los recursos de estos “acuíferos”, Al Alwani (1.997) los dividió en dos sectores principales: los acuíferos situados al Sur de Sierra Nevada y los que pertenecen a las Sierras del Chaparral y de las Guájaras. Para el primero de ellos estimó una lluvia útil del orden de $31 \text{ hm}^3/\text{año}$ (considerando una superficie de 175 km^2 , una precipitación media de 500 mm ; una ETR del 64% de la pluviometría, y una capacidad de campo de 100 mm). Para el segundo una lluvia útil de aproximadamente $12 \text{ hm}^3/\text{año}$ (considerando una superficie de 67 km^2 , una precipitación media de 575 mm , una ETR media del 68% de la precipitación y una capacidad de campo de 100 mm).

Gran proporción de la lluvia útil sobre estos materiales se convierte en escorrentía superficial por lo que en algunos casos puede convertirse en fuente de alimentación de los materiales carbonatados, conglomerados y aluviales que están en contacto.

Como reservas en estos “acuíferos” metamórficos, sólo podrían considerarse los mármoles (son reducidos sus afloramientos), ya que son los que presentan mejores condiciones hidráulicas, aunque a nivel regional esta reserva se considera despreciable. En gran parte se trata de acuíferos a presión, y podría pensarse en su explotación para solucionar problemas locales (Morell, 1976).

A1.3.3 Acuíferos calizo-dolomíticos del borde S y SW de Sierra Nevada

Se trata de numerosos afloramientos de extensión pequeña y elevado grado de compartimentación. Corresponde a las formaciones carbonatadas de distintos mantos alpujárrides que se superponen al manto de Lújar (Cástaras, Alcázar, Murtas y Trevenque) y se agrupan en las proximidades de los ríos Guadalfeo e Ízbor; en el último de ellos, se ubica la unidad de la Sierra de Padul, de notable importancia por su extensión más allá de la divisoria hidrográfica aportando una considerable descarga al acuífero detrítico de la depresión de Padul.

Las unidades hidrogeológicas principales son la unidad de la Sierra del Padul y las dispersiones carbonatadas de Cádiar y de Padul-Escalate, situada en la franja paralela al río Guadalfeo y limitando con los materiales metapelíticos de Sierra Nevada, y de Padul.

En el funcionamiento de la unidad de la Sierra del Padul influyen dos factores principales:

- Por una parte, la compleja estructura interna, que crea discontinuidades capaces de romper, o al menos, dificultar la interconexión hidráulica.
- Por otro lado, las relaciones existentes entre el acuífero y las aguas superficiales, que lo alimentan o drenan según los sectores, en función de la posición relativa del río y de la superficie libre del acuífero.

Respecto a las otras unidades, y debido a su distribución y desconexión aparente, estas calizas se pueden considerar como un acuífero libre muy compartimentado por las numerosas fracturas que ofrecen un sistema en “cascada” durante la época de recarga; estos acuíferos están drenados por pequeños manantiales de muro, o de manera difusa a través de los cauces que los atraviesan, por no poder infiltrar a más profundidad por existir el sustrato impermeable. Hay casos donde el aislamiento del acuífero calizo-dolomítico es total y no ofrece duda, pero en otros, podría existir comunicación por

accidentes tectónicos. De esta manera se explicarían las pequeñas surgencias existentes en algunos puntos, a cotas variables, que harían incompatibles con las surgencias principales situadas en el punto más bajo, como es el caso de las calizas localizadas al Sur de Lanjarón, donde existe un manantial, el manantial de Agudo, en el cauce del río del pueblo.

Algunos manantiales, aunque surgen sobre materiales cuaternarios, se consideran como los desagües principales del acuífero dolomítico de la unidad de la Sierra de Padul (Pulido, 1979).

Los materiales calizo-dolomíticos que pertenecen a los mantos de Cástaras y Alcázar (56 km²) y al Trevenque (45 km²) ocupan un extensión superficial dentro de la cuenca de aproximadamente 101 km². La distribución de la lluvia, como principal fuente de alimentación, sobre estos acuíferos “colgados” es variable, debido a la topografía que presenta cada uno de ellos. Los recursos estimados sobre los primeros acuíferos (C2 y A2) por Al Alwani a partir de datos medios fueron de 9 hm³/año (precipitación media de 500 mm/año, ETR de un 65% de la pluviometría y una capacidad de campo de 50 mm), considerando que la fracción de la escorrentía superficial es igual a la alimentación lateral a través de otros acuíferos y/o de la escorrentía de los materiales metapelíticos adyacentes.

Estos materiales tienen continuidad lateral, tanto hacia el Este como hacia el Oeste, bordeando Sierra Nevada; su espesor varía desde 100 m hasta 300 m. A lo largo de todo el borde, estos materiales están surcados por una serie de ríos (Guadalfeo en el punto aguas arriba de su confluencia con el Trevélez, Chico, Sucio, Lanjarón, Tablate, Torrente y Dúrcal), con los que se encuentran en estrecha relación hidráulica. Torrente bajo el pueblo de Nigüelas, donde el cauce se queda seco al encontrar el nivel piezométrico a cotas más bajas que la cota del cauce del río. Una alimentación oculta al acuífero procedente de los materiales nevado-filábrides parece factible, a través del contacto con fracturas y diaclasas de los micasquistos, donde el agua circula con preferencia.

Las salidas del acuífero se engloban en:

- Salidas por manantiales que se encuentran a diferentes cotas, junto a los cauces; el más importante de ellos es el del Ojo Oscuro (a cota 730 m), que se ubica en la turbera del Padul. El agua de este manantial y otro más se incorpora directamente a las aguas superficiales-subterráneas de la turbera; por ello, será difícil la cuantificación de su volumen; sin embargo, Castillo (1982) de una forma indirecta, mediante la estimación del balance hídrico, dio un valor medio de 24 hm³ (está incluida aquí toda la alimentación posible de este acuífero al del Padul). El valor obtenido es muy superior a la recarga estimada (unos 14 hm³/año), y la explicación de este contraste se encuentra en el esquema invocado para justificar la existencia de surgencias a cotas distintas y otras en el punto más bajo, inspirado por Toth (1963); en él se diferencia dos sistemas de flujo: uno local (divisoria hidrológica) y otro intermedio, cuyo punto de drenaje sería la turbera de Padul (Pulido Bosch, 1979).
- Salidas por bombeo neto a través de captaciones que consisten en galerías (Dúrcal dispone de una y Padul de cuatro), y un pozo situado en el núcleo de Padul con una extracción total de 10000 m³/año. Parece clara la existencia de una salida oculta hacia los materiales neógenos-cuaternarios del borde, según se deduce de las características físico-químicas de las aguas.

De los datos del ITGE (1991), se desprende que los recursos propios de la unidad de la Sierra de Padul, estimados a partir de la infiltración directa de la lluvia sobre sus 87 km² (unos 45 km² incluidos dentro de la cuenca), son algo más de 21 hm³/año. Comparada con las salidas hacia la turbera de Padul (estimados en unos 20 hm³/año), se observa que prácticamente la totalidad de la recarga por infiltración estimada para la unidad se dirigiría hacia aquella, por lo que resultaría necesaria una mayor cifra de alimentación para explicar las salidas subterráneas que se producen a través de los cauces de los ríos.

A1.3.4 Acuífero de Sierra de Lújar

Este acuífero consiste en un paquete de materiales carbonatados de alta permeabilidad que supera los 1.700 m de potencia; existen también intercalaciones de margocalizas, rocas volcánicas y yesos.

El manto de Lújar constituye el manto Alpujárride fundamental de este acuífero. Este manto ha sido considerado en dos unidades tectónicas diferenciada: Unidad de los Pelaos (inferior) y Unidad de Escalate (superior) aunque éste último presenta poca importancia en el área estudiada ya que el espesor de su formación carbonatada (materiales con propiedades acuíferas) no presenta un espesor importante, por lo que la unidad de Los Pelaos forma el acuífero fundamental de la unidad hidrogeológica de Lújar.

La unidad de los Pelaos presenta un límite inferior impermeable formado por filitas y cuarcitas con exudaciones de cuarzo y albita. Esta formación basal forma la base de los materiales carbonatados que constituyen la unidad de los Pelaos y tienen propiedades hidrogeológicas de acuícludo- acuífugo. Ha sido identificada en el borde Sur y Este de la Sierra de Lújar y en otros afloramientos al Norte del río Guadalfeo (Estévez *et al.*, 1985).

La formación carbonatada puede diferenciarse en diferentes estratos o tramos (Delgado *et al.*, 1981; Estévez y Martín-Algarra, 1989) que se describen de muro a techo en:

- Tramo de calcoesquistos: Presenta intercalaciones de filitas calcáreas, calizas tableadas y dolomías. Se puede considerar un tramo de transición de las filitas basales de la unidad, con potencia de 50 metros y características hidrogeológicas de acuícludo.
- Tramo de Dolomías: se trata de un paquete de dolomías generalmente masivas de una potencia estimada de 600 metros y comportamiento hidrogeológico como acuífero.
- Tramo de margas y calizas: De potencia de unos 280 metros, en la base se presentan materiales margosos alternando con dolomías. Su comportamiento hidrogeológico es como acuitardo en la franja caliza y acuícludo en la franja compuesta por margas y dolomías.
- Tramo mineralizado: Litológicamente similar al anterior con paquetes dolomíticos intercalados, se forma de una potencia que supera los 300 metros y comportamiento hidrogeológico de acuífero.
- Tramo de margas y margocalizas: Constituido por una alternancia de margas, arcillas, calizas margosas y dolomías. La potencia se aproxima a los 200 metros y su comportamiento hidrogeológico es de acuitardo-acuícludo.
- Dolomías: Forma la parte superior del acuífero y, por lo tanto, la receptora de la recarga por agua de lluvia de la unidad hidrogeológica. La potencia supera los 300 metros y tiene un comportamiento hidrogeológico como acuífero.

Además, hay que citar la existencia de otros materiales postorogénicos destacando los depósitos de relleno de la cuenca de Órgiva, los aluviones del río Guadalfeo y una potente formación de travertinos.

Los materiales de relleno de Órgiva se diferencian en dos tramos; un tramo inferior, constituido por margas y limos de potencia reducida y un tramo superior compuesto por conglomerados de tramos muy heterogéneos y con una potencia visible de unos 45 metros. Los materiales aluviales que se encuentran en relación con el cauce actual del río Guadalfeo, ocupan una franja de anchura variable (entre 100 y 300 metros) alcanzando el mayor desarrollo en la zona de Tablones y mínimo en la zona de la sierra de Juviley, donde los aluviones son prácticamente inexistentes. La formación de travertinos se encuentra situada en el entorno de Vélez de Benaudalla. Estos travertinos descansan sobre

materiales metapelíticos impermeables pertenecientes al manto de Murtas lo que favorece y explica los manantiales existentes en esta localidad.

El borde meridional del sistema acuífero está en contacto con materiales metamórficos que constituyen un límite impermeable (Benavente, 1982).

Para los bordes oriental y occidental, los materiales basales de los mantos de Alcázar y Murtas constituyen también otro límite impermeable (Aldaya, 1981), aunque en el borde occidental es difícil identificar tal contacto por la existencia de materiales post-orogénicos.

El borde septentrional corresponde al contacto del acuífero de Sierra de Lújar (L2) con los aluviales del río Guadalfeo (Qa1); la conexión hidráulica entre ambos acuíferos no es del todo clara. La mayoría de los investigadores que trabajaron en el área (Fernández-Rubio y Orellana, 1962; Morell, 1976; Carrasco, 1981) están de acuerdo en suponer una alimentación del acuífero carbonatado hacia el aluvial; para otros (Benavente, 1982) dicha alimentación no sería factible, aunque para el segundo autor, existen posibles aportaciones en determinados sectores. El límite del acuífero de Lújar en este borde lo constituyen las filitas del manto de Cástaras.

En cuanto al balance hídrico del acuífero hay que destacar la importancia de su almacenamiento y las interacciones con el río Guadalfeo. La principal recarga del acuífero se produce a partir de la precipitación; según el método de Kessler, el porcentaje de infiltración es del orden del 60% de la precipitación. La precipitación sobre el acuífero puede estimarse, según las isoyetas medias, en unos 600 mm/año; la evapotranspiración real media anual, para una reserva de agua utilizable por la vegetación de 25 mm, se estima del orden del 60% de la pluviometría. Para una superficie de unos 66,5 km², que está delimitada por la divisoria hidrográfica de la cuenca y por el contacto con los aluviales del río Guadalfeo (borde septentrional), se obtiene un valor de lluvia útil del 16 hm³/año.

Diversos autores han estimado esta recarga por agua de lluvia aportando datos significativamente diferentes. De esta manera, se estimó esta recarga en 34 hm³/año (IGME, 1985), de 40-53 hm³/año (ITGE, 1988), 53 hm³/año (DGOH-CHSE, 1989) o datos bastante inferiores como 22-29 hm³/año (Cardenal, 1993).

La otra fuente de alimentación hacia el acuífero, procedente del acuífero aluvial del río Guadalfeo, ha sido cuantificada entre 5 y 7 hm³/año (Benavente, 1982), 13 hm³/año (IGME, 1985; DGOH-CHSE, 1989), de 7 a 13 hm³/año (ITGE, 1988) o valores superiores que se remontan a 25 hm³/año (Cardenal, 1993).

Por todo esto, se estiman unos recursos medios entrantes que van desde los 47 a los 66 hm³/año.

En cuanto a la descarga del acuífero, sobre el acuífero de Lújar no existen extracciones por bombeo de importancia, por lo que la descarga tiene lugar través de las surgencias de Vélez de Benaudalla y la fuente del Algarrobo (50 % de la descarga), situadas en el borde occidental, los manantiales de Rules (en el flanco norte), otros manantiales al sur de Orgiva, y los aportes al río Guadalfeo y al neógeno de Órgiva constituyen la principal salida del acuífero.

Los principales manantiales del sistema son:

Manantiales de Vélez de Benaudalla: Con cotas aproximadas comprendidas entre 180 y 193 m, se componen de 4 surgencias muy próximas entre sí. La más importante es la surgencia en la llamada acequia del Nacimiento situada en el propio núcleo urbano de la localidad de Vélez de Benaudalla. Muy cerca de ésta, situadas en unas huertas, encontramos la surgencia de Fuente Nueva que vierte su caudal a otras dos acequias. En cotas superiores nos encontramos las surgencias de Perilla y las Adelfas, con caudales bastante inferiores que las anteriores.

El caudal total de estas surgencias ha sido estimado por diferentes autores:

Tabla 18; Caudales estimados en el manantial de Vélez de Benaudalla

Autor	Periodo de control	Nº de medidas	Caudal medio (l/s)
CHS ¹	1970-1992	6	600
Benavente	1970-1990	19	500
CHS-ITGE ²	1981-1983	10	260
CHS-ITGE	1985-1986	8	234
Cardenal	1989-1992	52	250

¹ Confederación Hidrográfica del Sur.

² Instituto Tecnológico Geominero de España.

Manantial del Algarrobo: Este manantial corresponde a una galería excavada en el contacto entre los travertinos y los materiales calcáreos de la unidad tectónica de Escalate situado a una cota aproximada de 305 m.s.n.m. Se caracteriza por una marcada irregularidad en la descarga midiéndose caudales que van de los 484 l/s (Benavente, 1982) y los 10 l/s y por una respuesta casi instantánea a las precipitaciones y un decrecimiento rápido al finalizar éstas. Su caudal medio se estima en unos 150 l/s (Benavente, 1982).

Existe un marcado paralelismo entre los hidrograma de este manantial y las surgencias conjuntas de los manantiales de Vélez de Benaudalla. Cuando la cota piezométrica desciende de 300 m.s.n.m. el manantial del Algarrobo se seca.

Manantiales de Rules: Surgen en el aluvial del propio Guadalfeo, en las proximidades de los afloramientos calcáreos de la unidad tectónica de los Pelaos. Su caudal ha sido estimado por diferentes autores.

Tabla 19; Caudales estimados en el manantial de Rules

Autor	Periodo de control	Nº de medidas	Caudal medio (l/s)
CHS ¹ -ITGE ²	1981-1984	11	144
CHS-ITGE	1985-1986	7	130
Cardenal, 1993	1989-1992	37	132

¹ Confederación Hidrográfica del Sur.

² Instituto Tecnológico Geominero de España.

Manantial de Castillejo: Está situado en el contacto de los materiales calcáreos del manto de Lújar y los materiales aluviales del río Guadalfeo, muy próximo al puente de Órgiva. El caudal de esta surgencia se ha estimado en unos 20 l/s, pero al igual que sucede en el entorno de Rules, existe en esta zona una descarga subterránea apreciable del acuífero calcáreo al río Guadalfeo.

Manantial de la Raja: Cubierto en la actualidad por una escombrera minera su caudal se estima en unos 10 l/s. En total, y como dato medio, diferentes autores han estimado las salidas del sistema correspondiente a manantiales en 36 hm³/año (IGME, 1985; ITGE 1988; DGOH-CHSE, 1989; Cardenal, 1993) o datos inferiores como 14 hm³/año (Cardenal, 1993).

La otra salida importante del sistema se encuentra representada por las aportaciones hacia el río Guadalfeo. Igual que el caso anterior, la mayoría de los autores coinciden en sus estimaciones cifrándola en torno a 30 hm³/año (IGME, 1985; ITGE 1988; DGOH-CHSE, 1989; Cardenal, 1993) o 27 hm³/año (Cardenal, 1993).

Estas estimaciones cifran la salida del sistema en torno a 44-66 hm³/año.

Como hemos visto, una característica muy importante en este sistema acuífero es la interacción existente con el río Guadalfeo. Se ha de tener en cuenta que el acuífero de Lújar es la principal unidad hidrogeológica atravesada por el río Guadalfeo, el cual toma recursos en alguno de sus tramos y recarga al acuífero en otras zonas. Estas ganancias o pérdidas de caudal han sido estudiadas por diferentes autores a través de campañas de aforos diferenciales efectuadas en el propio río para lo que se han tomado varios sectores o “tramos” en el río según la dirección del flujo.

- Tramo de La Joya-Sierra de Juviley: existe una pérdida de caudal que se estima en torno a 200-400 l/s según los estudios de la Dirección General de Obras Hidráulicas en febrero de 1.989.
- Tramo Tablones-Castillejo: Todos los estudios confirman una ganancia de caudal en esta zona que se cifra en torno a 500 l/s (DGOH, 1989), 700 l/s (CHSE, 1990) o los 226, 895 y 384 l/s correspondientes a medidas realizadas respectivamente en octubre, noviembre y enero (Cardenal, 1991). Hay que tener en cuenta que estos datos no han considerado las aportaciones existentes entre el Puente de Órgiva y Castillejo.
- Tramo Castillejo-Rules (aguas arriba): Se estima una pérdida de caudal que en torno a 250-420 l/s en el mes de febrero (DGOH, 19 89), los 500 l/s (CHSE, 1990) o los 320 l/s en el mes de noviembre (Cardenal, 1991).
- Tramo aguas arriba de Rules-Rules: existe una ganancia importante de caudal estimada en 660 l/s (DGOH, 1989), 700 l/s (CHSE, 1990) o los 366, 386, 608 y 473 l/s estimados para los meses de julio, octubre, noviembre y febrero respectivamente (Cardenal, 1991).
- Tramo Rules-La Colorá: existe una pérdida de caudal que se cifra en torno a 300 l/s (DGOH, 1989) o los 400 l/s (CHSE, 1990).
- Tramo la Colorá-Puente de Vélez. En total se estima una ganancia de caudal de 500-700 l/s (DGOH, 1989) o 600 (CHSE, 1990).

Hay que tener en cuenta la influencia que ejerce el desarrollo del aluvial, muy permeable, sobre las variaciones del caudal en cada uno de estos tramos. Asimismo, se ha de tener en cuenta que se trata de mediciones puntuales en determinadas épocas del año.

Con respecto a la dirección del flujo, más del 80% de la extensión superficial drena hacia el río Guadalfeo. Sin embargo hay que señalar que existe un pequeño sector de drenaje hacia el sur. Al Alwani considera que la cantidad de agua infiltrada en éste, se almacena en el mismo acuífero y no tiene la probable salida al mar, como indica la hipótesis de Morell (1976) y Zamora (1979), o hacia los materiales detríticos de la rambla de Puntalón, como indica Nieto (1974).

Con respecto a las reservas que puede tener el acuífero, Al Alwani (1.997) a considerado un coeficiente de almacenamiento de 1.4%, aceptable para formaciones alpujárrides según pruebas de bombeos (Pulido Bosch, 1979) para un espesor saturado de 150 m, y de acuerdo con la superficie del acuífero la disponibilidad de agua subterránea sería de 140 hm³.

En cuanto a los parámetros hidráulicos del acuífero, no existen ensayos de bombeo en la unidad hidrogeológica de Lújar que permitan obtener valores referentes a los parámetros hidráulicos del acuífero. Solo existen estimaciones obtenidas a partir de las pruebas de admisión en algunos piezómetros de la zona en donde se obtuvieron valores de permeabilidad muy bajos en torno a 0.7-0.8 m/día (CHSE-IRYDA, 1984). En el piezómetro P-1, se realizó un ensayo de bombeo en 1993 y se obtuvo un valor de permeabilidad de 200 m/día (0,0023 m/s).

En materiales carbonatados similares y pertenecientes a la unidad de Lújar-Gádor aflorantes en el acuífero de Turón sí se han realizado pruebas de bombeo con resultados de transmisividad del orden de 10⁵ m²/día (García-López *et al.*, 1991). Si tenemos en cuenta este dato de transmisividad y los niveles medidos en algunos de los sondeos pertenecientes a la red de muestreo de Lújar podemos

observar que la conductividad es del mismo orden de magnitud a la calculada en el piezómetro P-1. Hay que tener en cuenta sin embargo que los piezómetros utilizados en la red de muestreo se encuentran en zonas muy influenciadas por los materiales más permeables del acuífero (travertinos y aluviales). Además el dato de transmisividad aportado para el acuífero de Turón es cuestionable para la extrapolación a toda la superficie de los materiales carbonatados de Lújar ya que existen evidencias de un mayor desarrollo de la karstificación en relación con los materiales carbonatados de la Sierra de Lújar.

Por último, los datos obtenidos para el acuífero de Escalate correspondientes a las calizas de esta unidad son del orden de 2200 m²/día y 1600 m²/día para espesores saturados de 43 y 98 metros respectivamente, es decir, unas conductividades en torno a 0.0006 y 0.0001 m/s.

Por todo esto, resulta razonable pensar que existe una cierta variabilidad en la conductividad y que, a grandes rasgos, se puede dividir el acuífero en tres zonas diferentes:

- El sector más occidental correspondiente a la zona en donde se encuentran los sondeos pertenecientes a la red piezométrica. La permeabilidad de esta zona estará cercana a los datos obtenidos en el estudio realizado en el piezómetro P-1 que lo estimaban en 0.0023 m/s.
- La zona correspondiente a la mayor parte de la Sierra de Lújar, en donde encontramos materiales calizos y dolomíticos de escasa evolución kárstica, con valores de permeabilidad entre 0.0006-0.0001 m/s, valores calculados para las calizas de la unidad de Escalate.
- Por último, los depósitos aluviales correspondientes a los conglomerados de Órgiva y depósitos del Guadalfeo tendrán una permeabilidad mucho mayor, estimada, en concordancia con los datos obtenidos para el acuífero de Escalate, en 0.003 m/s.

A1.3.5 Acuífero de la Unidad de Escalate

El acuífero se localiza entre la Vega de Motril-Salobreña y Vélez de Benaudalla, y está dividido en dos macizos: Espartina, al oeste, y Escalate al este. Estos dos macizos están impermeabilizados en sus límites por los materiales metapelíticos del manto de Alcázar, excepto en aquellos puntos donde se ponen en contacto con materiales cuaternarios del acuífero aluvial del río Guadalfeo.

Esta unidad pertenece al manto de Lújar y, dentro de éste, a la unidad tectónica de Escalate aunque algunos autores la sitúan dentro de la unidad tectónica de Alcázar (Aldaya, 1969). Su superficie total se estima en torno a 18 km².

Está formada por calizas y dolomías recristalizadas de una permeabilidad media, con niveles de calcoesquistos y yeso en la base; el espesor es muy variable, pues en escasos kilómetros pasa de unos 400 m en el borde sur, a pocas decenas de metros en su extremo norte. Superpuestos al acuífero, aparecen materiales de otros mantos.

Principalmente está constituido por los dos términos inferiores del tramo carbonatado de la unidad de Lújar descritos en el apartado anterior; tramo de calizas y dolomías sobre calcoesquistos, además de los depósitos aluviales del río Guadalfeo, localizados en el fondo de una profunda garganta. Estos materiales aluviales se disponen, principalmente, sobre los materiales metapelíticos, aunque en algunos sectores se prolongan por debajo del contacto, de modo que el sustrato del acuífero aluvial corresponde a la formación metapelítica de la unidad de Escalate, como parece suceder sobre todo en la margen derecha del cauce del río.

Tanto el substrato como los bordes oriental y septentrional de la unidad se encuentran limitados por materiales esquistosos pertenecientes a la propia unidad tectónica de Escalate del manto de Lújar. Los límites occidental y meridional están constituidos por materiales esquistosos del manto de Murtas.

La conexión hidráulica con acuíferos adyacentes parece estar clara; por el borde sur el contacto con los materiales del acuífero de Motril-Salobreña, deja drenar una descarga apreciable, sin contabilizar una probable alimentación oculta hacia el mismo acuífero; por el borde occidental puede existir, a cierta profundidad, una conexión con las formaciones carbonatadas de mantos suprayacentes.

La característica más peculiar del acuífero de Escalate es su clara conexión hidráulica con los aluviales, donde el curso del río Guadalfeo lo divide en dos partes.

La precipitación sobre los afloramientos permeables forma la principal fuente de alimentación del acuífero de Escalate. Algunas estimaciones diferencian de las entradas procedentes de la precipitación y la infiltración procedente de la escorrentía de cuencas vertientes a dichos afloramientos. A partir de la precipitación media obtenida (522 mm) de la estación de Vélez de Benaudalla, como representativa del sector, se puede estimar la ETR en el 53% de la pluviometría, para una capacidad de campo de 25 mm (alto porcentaje de la infiltración); los recursos que proporciona la lluvia útil son del orden de 5 hm³.

Benavente (1982) supone un porcentaje de infiltración del 40% del total de la precipitación caída y considera en la rambla de Escalate un coeficiente de escorrentía de 0.35 % y una infiltración del 90 %. Con estas estimaciones indica que la alimentación de la unidad se sitúa entre 11 y 17 hm³/año, correspondiendo 2-4.5 hm³/año a la infiltración de la precipitación, 2-4.5 hm³/año correspondiente a la infiltración de la escorrentía de la rambla de Escalate y 8-13 hm³/año desde el acuífero aluvial del río Guadalfeo.

Otras estimaciones aportadas por el ITGE en 1985 consideran una precipitación media en la cuenca de 500 mm y un porcentaje de infiltración del 38 %, por lo que la alimentación por infiltración se sitúa en 3.5 hm³/año. La alimentación por infiltración de aguas superficiales la estiman en 3 hm³/año. De estos datos se deduce una alimentación total de 6.6 hm³/año.

Por lo tanto, las estimaciones totales del sistema se cifran en 11-17 hm³/año (Benavente, 1982) o 15 hm³/año (ITGE, 1985) de las cuales entre 2-4 hm³/año corresponderían con entradas directas procedentes de la precipitación, entre 2-4 hm³/año se corresponden con la infiltración de la escorrentía y entre 7-8.5 hm³/año se corresponderían con la alimentación subterránea desde otros acuíferos.

Las salidas por bombeos son muy escasas y se localizan en el borde sur del macizo en el contacto con el acuífero de Motril-Salobreña. La descarga más fuerte se producía a través de la galería subálvea, que ya ha dejado de funcionar, y se observaba el descenso rápido del nivel piezométrico tanto en el acuífero aluvial como en el carbonatado, de manera que la galería inducía el agotamiento de la principal descarga visible del acuífero. Durante el verano de 1995 se perforaron una decena de sondeos dentro de la garganta de Escalate, por lo que la potencia instalada supera los 1500 l/s, muy superior a la potencia del año medio (Al Alwani, 1997).

Se han estimado estas descargas en más de 400 l/s continuos durante largo tiempo del año, sobre todo, en los meses de verano, pero la extracción media de un período de 9 años totaliza 5 hm³/año (Benavente *et al.*, 1991). Sin embargo, en la actualidad los sondeos que captan el acuífero calcáreo presentan en la actualidad extracciones muy bajas estimadas en torno a 0.07 hm³/año según encuestas realizadas para el Plan de Integración de los Recursos Hídricos Subterráneos en los Sistemas de Abastecimiento Público de Andalucía (ITGME, 1999) siendo su utilización muy esporádica.

Las descargas del acuífero a través de manantiales tuvieron su importancia en el pasado sin embargo, actualmente son inexistentes debido a los encauzamientos realizados en el río Guadalfeo y los incrementos de los bombeos en el acuífero de Motril-Salobreña. El manantial de Pago Alto, se encontraba 100 m aguas abajo del azud de Lóbres, en el contacto entre los materiales carbonatados y aluviales; arrojaba un caudal medio de 110 l/s; según estos datos, la descarga visible en la mitad

occidental del acuífero era del orden de $3 \text{ hm}^3/\text{año}$. Otros manantiales de importancia que han desaparecido son los manantiales del Muerto y Fte. de D. Alonso que elevaban la descarga a $11.3 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Otra descarga importante de la unidad se produce a hacia el aluvial del río Guadalfeo. Las estimaciones se han realizado a partir de estudios de caudales diferenciales en el propio río. La DGOH (1.992) considera la anchura del aluvial muy parecida a la entrada y la salida de la unidad en 160 metros con un gradiente constante del 0.58 % siendo la transmisividad la única variable que condiciona el caudal. Aplicando las transmisividades calculadas en la salida del aluvial correspondiente al piezómetro 1944-4-085 y el sondeo 1444-4-062 se estimaron las descargas del aluvial en $2.7 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Los datos ofrecidos por Castillo y Fernández-Rubio (1978), relativos a una descarga oculta procedente de la mitad occidental hacia el aluvial de la rambla de Molvizar, dan una cifra de $6 \text{ hm}^3/\text{año}$; que según Al Alwani (1997) parece un valor demasiado elevado. Otros estudios cuantifican este aporte en 1.3 y $2.7 \text{ hm}^3/\text{año}$ y no consideran aportes desde el aluvial hacia el acuífero calcáreo (ITGME, 1999).

Varios estudios han cuantificado los flujos hídricos que circulan por el aluvial del Guadalfeo y que constituyen una entrada desde el acuífero de Escalate hacia el acuífero de Motril-Salobreña. Los datos son muy diferentes según los diversos autores que han evaluado esta descarga y van desde los $25 \text{ hm}^3/\text{año}$ (CHSE, 1990) estimados a partir de la realización de campañas de aforos diferenciales a los $15 \text{ hm}^3/\text{año}$ (ITGE, 1988) en donde se consideran flujos simulares a los determinados en la sección de la cerrada de Rules.

Por lo tanto, según estas estimaciones, las salidas totalizan alrededor de 15 hm^3 (Benavente, 1982; ITGE, 1985), de los cuales $12 \text{ hm}^3/\text{año}$ corresponden a descarga subterránea, que puede repartirse aproximadamente al 50% hacia el acuífero aluvial (incluida la galería) y hacia el acuífero de Motril-Salobreña.

Según Al Alwani las reservas de este acuífero no son grandes debido a la topografía accidentada del sector donde se encuentra y al espesor variable de la formación carbonatada respecto al sustrato impermeable.

Los parámetros hidráulicos del acuífero, según datos del IGME (1979) referentes a un ensayo de bombeo, son: transmisividad que oscila entre 5 y $16 \text{ m}^2/\text{día}$ con un caudal específico del orden de $0,3 \text{ l/s/m}$. Al Alwani (1997) considera que estos valores son demasiados bajos para un acuífero carbonatado alpujarride.

Otros estudios arrojan valores de transmisividad en el acuífero calcáreo en torno a 1600 y $2200 \text{ m}^2/\text{día}$ obtenidos en ensayos de bombeo realizados en los sondeos 1444-4-064 y 1944-4-066 respectivamente, que captan exclusivamente del acuífero calcáreo. El coeficiente de almacenamiento para el acuífero calcáreo obtenido en los ensayos de bombeo es muy variable y va desde $9.6 \cdot 10^{-3} \%$ en el sondeo 1444-4-064 al 12 % en el sondeo 1944-4-066 (ITGME, 1999).

En el acuífero aluvial encontramos datos de permeabilidad muy diferentes. La transmisividad parece aumentar de norte a sur de manera que, en la confluencia con el río de la Toba, la transmisividad del aluvial en el sondeo 1944-4-085 es de $6700 \text{ m}^2/\text{día}$. En los sectores centrales de la garganta del Guadalfeo se han registrado datos muy superiores correspondientes a $19560 \text{ m}^2/\text{día}$ en el sondeo 144-4-062. En la zona meridional del aluvial se han registrado valores en torno a $25900 \text{ m}^2/\text{día}$ y $14.230 \text{ m}^2/\text{día}$ (ITGME, 1999). El coeficiente de almacenamiento se sitúa en torno al 22% según datos obtenidos en los ensayos 1444-4-062 y 1444-4-063.

A1.3.6 Acuífero de las Sierras del Chaparral y de las Guájares

Este acuífero lo constituyen los afloramientos carbonatados correspondientes a los tramos superiores de los mantos de Salobreña y de los Guájares (S2 y G2); en el contacto entre ambos tramos existe un sector jalonado por materiales metapelíticos impermeables (G1), lo que parece asegurar una desconexión hidráulica (Benavente, 1982).

Hacia el oeste, este acuífero se prolonga en la Sierra de Almirajara hasta llegar fuera de la provincia de Granada. El borde meridional corresponde, de manera general, al contacto con las formaciones metapelíticas que constituyen el sustrato impermeable del acuífero. La conexión hidráulica con el acuífero de Sierra de Albuñuelas en el borde septentrional parece compleja (posiblemente exista una divisoria subterránea); mientras que para el borde oriental es más probable esta conexión con otros acuíferos cercanos al río Guadalfeo. La precipitación directa es casi la única recarga del acuífero; la salida más importante (dentro de la cuenca estudiada) es el drenaje subterráneo visible, a lo largo de la subcuenca del río de La Toba, y que en conjunto se estima en unos 210 l/s (ITGE, 1991).

La superficie calculada por Al Alwani (1997) dentro del área es de unos 98 km², considerando que existe una divisoria hidrogeológica entre este acuífero y el de Albuñuelas y sin contar con los afloramientos de materiales impermeables.

Los recursos medios estimados a partir de la precipitación, como única fuente de alimentación (ya que podría existir una recarga oculta a través de los bordes, dada la notable complejidad hidrogeológica del sector), son del orden de 21 hm³/año, si se considera la evapotranspiración real del 65% de la lluvia, para una reserva de agua utilizable por las plantas de 50 mm.

La descarga se produce por manantiales, en su mayoría situados a lo largo de los límites del acuífero y su base impermeable, localizados a cotas diferentes y con caudales variables; la parte más importante de la descarga se produce de manera difusa a través de los cursos de aguas superficiales, como sucede en la cabecera del río de La Toba (Romero, 1977). Al término del período de estiaje, el caudal de base del río supera los 130 l/s; además, de los datos foronómicos se desprende un caudal mínimo de 200 l/s.

Benavente (1982) estimó el valor del drenaje subterráneo visible en la cabecera del río de La Toba en unos 5 hm³/año, y otra salida del acuífero (en el sector de la Sierra del Chaparral) en 3 hm³/año aproximadamente. En cualquier caso, hay que tener en cuenta la fracción de la lluvia útil que se convierte en escorrentía superficial y el drenaje existente en el contacto de este acuífero con los aluviales del tramo final del río anterior, a cotas por debajo de 100 m, que se estima en unos 4 hm³/año como valor medio. Se puede pensar, en la existencia de un flujo subsuperficial de corto camino, donde la salida del agua se localiza dentro de la cuenca y otro a más profundidad donde el agua circula en un recorrido largo y hace posible la descarga fuera del área estudiada.

En cuanto a la reserva que presenta este acuífero, Al Alwani (1997) supone que dispone de cantidades de agua considerables debido a que las formaciones carbonatadas que integran el acuífero tienen una potencia notable y que en algunos sectores alcanza los 500 m de espesor; en otros casos, no se puede conocer su potencia con exactitud por el hecho de que no se puede determinar la profundidad del sustrato impermeable. Si consideramos un coeficiente de almacenamiento entre el 1-2% y una franja saturada de 200 m de profundidad, se obtiene un volumen de 275 hm³ de agua almacenada en este acuífero. Según este mismo autor se podrían explotar estas reservas mediante sondeos, para utilizarlas en una regulación adecuada, en vez de que se pierda de manera difusa incontrolada.

A1.3.7 Acuífero de la Sierra de Albuñuelas

Se supone la existencia de una divisoria subterránea entre este acuífero y el anterior, de la que se desconocen sus características y localización concreta. En general, los materiales que constituyen este acuífero son mármoles con intercalaciones esquistosas, dolomías y mármoles dolomíticos. La precipitación media que alimenta el acuífero no es alta y la salida, en muchos casos, se produce mediante una descarga oculta del acuífero hacia las depresiones adyacentes, aunque la naturaleza hidrogeológica de estos contactos (mediante fallas normales) es confusa.

El acuífero de la Sierra de Albuñuelas se extiende sobre una superficie de unos 125 km² dentro del área estudiada, y sus materiales presentan permeabilidades medias reforzadas por un juego de fallas en distintas direcciones, por lo que dan lugar a algunas surgencias en sectores donde no aparece ningún contacto, aparentemente, con otros materiales.

Las descargas puntuales más importantes del borde sureste corresponden a los manantiales de la Zaza (30 l/s), Pinos del Valle (20 l/s) y Hoya Artera (10 l/s), situados todos en el contacto del acuífero carbonatado del manto de La Herradura y el Trevenque con su impermeable de base (ITGE, 1991).

El río Albuñuelas, en el tramo comprendido entre el contacto del Mioceno con los mármoles alpujárrides y la cota 820 msnm, recibe del acuífero, por medio de manantiales, un caudal total próximo a 80 l/s. Al parecer existe una descarga subterránea de la misma unidad, no visible, hacia los materiales detríticos miocenos del Valle de Lecrín.

La descarga a través del borde oriental tiene lugar fundamentalmente por medio de varios manantiales (destaca el de Cijancos, con unos 200 l/s de caudal medio) cuyo caudal medio conjunto es de unos 500 l/s. También en el mismo borde existe una descarga subterránea, difícilmente cuantificable, hacia la turbera de Padul y hacia el Neógeno del Valle de Lecrín.

La recarga del acuífero procede, principalmente, de la precipitación, que según la estimación de Al Alwani (1997) presenta un valor de lluvia útil de 28 hm³/año (para una precipitación media de 500 mm/año; una ETR igual al 55% de la pluviometría y una capacidad de campo de 50 mm) de los cuales un 15% se infiltra, por lo que los recursos quedan en 24,5 hm³/año.

La descarga visible procede fundamentalmente de una serie de surgencias situadas en el contacto con los materiales de la depresión Padul-Dúrcal, a cotas comprendidas entre 700 y 750 m aproximadamente, cuyo volumen conjunto anual es de 15,8 hm³/año (Atlas Hidrogeológico, 1990). Destaca aquí el manantial de Cijancos, que corresponde a una salida de gran interés que suministra agua de forma continua al cauce de dicha rambla. Los manantiales de la Zaza, Pinos del Valle y Hoya Artera (aguas abajo del embalse de Béznar) arrojan una cantidad media de 2 hm³/año. También podría existir una descarga difusa en el contacto con los aluviales del río Ízbor (en su tramo final), a la altura de la desembocadura del río Tablate en dicho río, donde el cauce de éste corta los materiales del acuífero. El resto de la descarga debe drenarse hacia las formaciones detríticas de los bordes fuera de la cuenca estudiada.

La potencia de este acuífero varía entre 200 y 500 m, como lo demuestran los cortes geológicos; los materiales metapelíticos de base se comportan como suela impermeable del acuífero. Por ello, Al Alwani (1997) da, con aproximación, una cifra del volumen de agua almacenada en el acuífero del orden de 263 hm³, para una franja saturada de 150 m de espesor, con un coeficiente de almacenamiento de 1.4 %.

A1.3.8 Acuíferos en conglomerados

Los conglomerados pertenecen al Neógeno y a veces al Plioceno; estos materiales están bien representados en las depresiones de Padul-Dúrcal, Órgiva y Cádiar, y en algunos puntos ligados al cauce del río Guadalfeo, de limitada extensión; se trata de numerosos afloramientos con elevado grado de compartimentación.

En su conjunto los conglomerados pueden ser considerados como acuíferos de permeabilidad por porosidad intergranular, aunque su comportamiento hidrogeológico es más bien de acuífero-acuitardo. La potencia posible de los conglomerados al sur de Cádiar es del orden de 25 m; en las inmediaciones de Orgiva, en el barranco del río Chico, esta potencia es superior a 45 m; en el sector de Dúrcal el espesor del relleno podría superar 150 m.

Dentro de estos materiales existen distintos tramos y varían desde los abanicos aluviales hasta formaciones de limos, arenas y conglomerados (localmente con yesos, “acuitardo”), y por lo tanto, las características físico-químicas de sus aguas oscilan dentro de una gama bastante amplia. Estos acuíferos, muy diferentes en cuanto a su extensión superficial, guardan estrecha relación con los acuíferos cuaternarios, cuando ambos están en contacto.

Al Alwani estimó los recursos de los sectores que integran estos acuíferos en unos 24 hm³/año, a partir de la precipitación media de las estaciones pluviométricas representativas de cada sector, y con el cálculo de la ETR, para una reserva de aguas utilizable por la vegetación de 50 mm, que para el total resulta una media de 61% de la precipitación; en la tabla 20, se recogen los valores correspondientes a cada acuífero.

Tabla 20; Recursos estimados en los distintos acuíferos en conglomerados a partir de la lluvia útil.

ACUÍFEROS EN GONGLOMERADOS	SUPERFICIE (km ²)	RECURSOS (hm ³ /año)
Sector alrededor de Órgiva	15	2
Sector del sur de Cádiar	3,5	1
Sector alrededor de Dúrcal	21	4
Sector alrededor de Padul	13,2	2
Sector de Albuñuelas	63,6	15
TOTAL	116,3	24

En su tesis doctoral de Al Alwani (1997) menciona las principales salidas de cada caso concreto, considerando además que las entradas y salidas externas son del mismo orden de magnitud.

En los conglomerados de Órgiva, la explotación de 8 puntos de agua (7 manantiales y un sondeo) se cifra en 1 hm³/año (Morell, 1976). Estos materiales que, en su mayor parte, se apoyan directamente sobre los acuíferos carbonatados de Lújar, parecen estar alimentados por éste y al mismo tiempo drenados por el río Guadalfeo en el tramo del mismo comprendido entre 300 y 400 m.s.n.m., es decir, por encima de la estación de aforos N° 101 de Orgiva. El caudal correspondiente a este drenaje difuso y no localizado ha sido estimado en unos 200 l/s (ITGE, 1991).

Por otra parte, los aforos diferenciales realizados en el río Guadalfeo, a su paso sobre los materiales carbonatados del extremo NE del acuífero de Lújar (entre 400 y 450 m.s.n.m.), ponen también de manifiesto un incremento de caudal de 1 m³/s aproximadamente. Este caudal hay que tenerlo en cuenta en la comparación entre los caudales observados y simulados en el punto de aforo mencionado. Por el contrario, entre Órgiva y Rules, por debajo de la estación de aforos, el río Guadalfeo parece perder unos 400 l/s, que pasarían a la recarga del acuífero de Lújar (ITGE, 1991).

Respecto a los conglomerados de la depresión de Padul-Dúrcal, no son acuíferos bien individualizados, pues tienen una estrecha relación con los acuíferos cuaternarios; teniendo en cuenta los datos obtenidos por Pulido (1979); en las proximidades de Padul, los caudales de tres sondeos que captan aguas del acuífero conglomerado están comprendidos entre 7 y 4 l/s, con cotas del nivel piezométrico de 790 m. Las aguas ligadas a los afloramientos existentes al Sur de Béznar deben tener una cota de base del orden de los 350 m, impuesta por el río Dúrcal.

En los materiales detríticos alrededor de Dúrcal, los caudales suministrados por los sondeos oscilan entre menos de 1 l/s (pozo) y menos de 10 l/s, mientras que los manantiales inventariados por Al Alwani (1992) al sur de Cónchar dan caudales de 6 l/s aproximadamente. En los tramos miocénicos en las inmediaciones de Albuñuelas, inventarió el mismo autor tres manantiales que arrojan en su conjunto un caudal de 1.5 l/s.

A1.3.9 Acuíferos detríticos cuaternarios

Entre los acuíferos cuaternarios más considerables, respecto a su explotación aprovechable, se tiene el acuífero del Padul y el de la Vega de Motril-Salobreña.

A1.3.9.1 Acuífero de la depresión del Padul

Está formado, en el sector de la turbera, por lentejones de grava y arena, conos de deyección (acuífero) y turba (acuicludo); en superficie la permeabilidad es muy baja y aumenta al profundizar en el sustrato. El acuífero tiene conexión hidráulica con los materiales alpujárrides, de los cuales recibe gran cantidad de agua además de la infiltración superficial, que a su vez transmite a los niveles detríticos y los conglomerados. La transmisividad es del orden de 8 m²/día (ENADIMSA, 1980); la permeabilidad horizontal debe ser mucho mayor que la vertical. En los materiales detríticos de borde (conos), la transmisividad puede ser varios órdenes de magnitud superior a la del resto de la turbera.

En varios sondeos situados en esta última, los resultados obtenidos ponen de manifiesto bruscas variaciones laterales de la transmisividad, en la franja afectada por los ensayos (Castillo, 1982). Las características físico-químicas del agua son distintas, debido a la situación del punto de captación y su relación con uno y/o más tramos de la formación. Estos materiales se consideran como el área de descarga de los acuíferos carbonatados adyacentes; la alimentación de este acuífero consiste en:

- Descargas provenientes del acuífero alpujárride del borde septentrional (manto Trevenque) a través de distintos manantiales (Ojo oscuro, etc.)
- Descargas provenientes del acuífero de Sierra de Albuñuelas, mediante los manantiales de la Raja, del Mal Nombre, del Molino, etc.
- Caudal procedente de los sobrantes de la acequia del Padul, que deriva sus aguas del río Dúrcal y riega en los bordes de la turbera.
- Escorrentía superficial de la cuenca vertiente (unos 55 km² de superficie) a partir de la lluvia caída sobre los materiales de permeabilidades variables.

Las salidas principales son las siguientes:

- Salida visible por los cursos de agua; la más importante se efectuaría a través del “río” de La Laguna.
- Salidas por manantiales y bombeos netos.
- Salidas ocultas por los laterales.
- Pérdida por evaporación directa en la zona encharcada y evapotranspiración.

El conjunto de las entradas, que es igual a las salidas, ha sido estimado por Castillo (1982) y está comprendido entre 37-53 hm³/año.

La estimación de la reserva del acuífero cuaternario de la turbera de Padul, con una superficie de 8,5 km² y un coeficiente de almacenamiento medio (*S*) de $1,77 \times 10^{-3}$ (valor típico de acuíferos confinados), obtenido de una serie de parámetros hidráulicos (ENADIMSA, 1980) cuya fiabilidad está condicionada por el método y sistemática empleados, da un valor de unos 3 hm³ (valor exclusivo de la turbera), si se considera una franja saturada del orden de 175 m aproximadamente.

A1.3.9.2 Acuífero de la Vega de Motril-Salobreña

Este acuífero ha sido objeto de numerosos estudios relativos a sus características hidrogeológicas generales y de otros más específicos. Es un acuífero detrítico, constituido por gravas, arenas, limos y arcillas; se sabe, por datos geológicos, que se produce un aumento de la fracción fina de norte a sur y el espesor supera 200 m incluso 300 m en la cercanía del mar (Castillo, 1975; Geirnaert *et al.*, 1981).

El acuífero tiene una extensión aproximada de 46 km², de los cuales 35 corresponden a materiales aluviales; el sustrato parece estar constituido por materiales impermeables (micaesquistos y filitas) excepto el sector septentrional, que está ocupado por calizas (Geirnaert *et al.*, 1981). El borde meridional lo constituye el mar Mediterráneo, los bordes orientales y occidentales están limitados por materiales impermeables de distintas unidades.

La recarga principal se produce fundamentalmente entre los meses de Diciembre-Enero y Abril-Junio, coincidiendo con la etapa de deshielo a partir de la infiltración de las aguas superficiales del río Guadalfeo. Las isopiezas del acuífero ponen de manifiesto la influencia que tienen en la recarga la precolación desde los diferentes cursos de agua existentes, destacando la importante influencia del río Guadalfeo. También son importantes las entradas procedentes de los riegos y la infiltración generada por la escorrentía en las vertientes impermeables. Hay que destacar la importancia de las entradas laterales subterráneas procedentes del sector septentrional que se encuentran en relación con el acuífero carbonatado de Escalate.

Los principales estudios sobre la recarga realizados en la zona aportan los siguientes datos:

- Infiltración directa de las precipitaciones: se estima sobre una superficie de 42 km² y una precipitación media de 475 mm, entre 0,4 a 3 hm³, para un coeficiente de infiltración variable entre el 2 y el 14 % (IGME, 1985). Otros autores (Castillo, 1975) aportan datos más elevados en torno a 6 hm³/año. Sin embargo existen algunos estudios que consideran la recarga por infiltración despreciable (ITGME, 1988).
- La infiltración procedente de la rambla de Molvizar a sido estimada en 15-20 hm³/año (Castillo, 1975) y en 3 hm³/año (CHSE IRYDA, 1975). Otros estudios fijaban esta infiltración a partir de la escorrentía superficial: procedente de las cuencas vertientes de una superficie total de 137 km², y un coeficiente de escorrentía comprendido entre 14-20%, para una infiltración del 60-80%, resultando una aportación de 5-11 hm³/año (IGME, 1985).
- Los excedentes de riego de los 62 hm³/año utilizados alcanzan 12 hm³/año, sobre la base de unos 20% de infiltración (IGME, 1985). Otros estudios aportan datos diferentes como s 8-13 hm³/año (Castillo, 1975) o s 11.5 hm³/año (ITGME, 1988).
- La alimentación lateral procedente del acuífero carbonatado del Escalate supone unos 6 hm³/año, estimada mediante la aplicación de la ley de Darcy (IGME, 1985). Esta estimación coincide con los estudios de Castillo en 1975.

Muchos autores diferencian las entradas del acuífero de Escalate de las procedentes del aluvial del Guadalfeo en el Azud del Vínculo. Estas entradas han sido cuantificadas en 25 hm³/año (CHSE-IRYDA, 1975) y en 15.5 hm³/año (ITGME, 1988).

La infiltración directa del río Guadalfeo: está comprendida entre los 32-37 hm³/año, ello supone el 12-14% de las aportaciones medias estimadas en el azud de Lóbres a la entrada de la Vega (IGME, 1985). Otras estimaciones aportan cifras en torno a 25 hm³/año (Castillo, 1975), 13 hm³/año (CHSE-IRYDA, 1975), y 11.5 hm³/año (ITGME, 1988).

El ITGME en 1988 considera la entrada por el aluvial de Molvizar de 2 hm³/año

Las descargas principales corresponden a los bombeos efectuados en los diferentes pozos y sondeos y, en menor medida, las salidas correspondientes a los manantiales existentes. El resto se drena subterráneamente al mar.

- Salidas por bombeos: la extracción por bombeo, ha sido estimada en 16 hm³/año (Castillo, 1975); por su parte, Benavente en su Tesis doctoral (1982), estimó estas extracciones en algo más de 25 hm³/año, y a partir de los datos obtenidos por el IGME (1985), los bombeos superan los 28 hm³/año, ya que hay que tener en cuenta la sequía que ha afectado a la región en los primeros cinco años de la década de los ochenta, así como el aumento de la demanda a los largo del tiempo como consecuencia del aumento de la población y de la superficie cultivada. La media estimada por el IGME para las extracciones totales (abastecimiento, riego y uso industrial) para el periodo 1985/92 es del orden de 15 hm³/año. En concreto para el año 2001, las extracciones totales fueron de 9,9 hm³, un 35% inferior a la media estimada para el periodo 1985/92. Un problema importante relacionado con este tipo de salida radica en la concentración de extracciones en las inmediaciones del río Guadalfeo y el consiguiente peligro de sobreexplotación local que ésta conlleva (Benavente, 1982).
- Las salidas de agua dulce hacia el mar son la mayor parte de la descarga del acuífero. Los diferentes estudios han cuantificado esta salida en 40-45 hm³/año (Castillo, 1975), 22 hm³/año (CHSE-IRYDA, 1975), 23-29 hm³/año (IGME, 1985) y 30.2 hm³/año (ITGME, 1988).
- De menor importancia en este acuífero, las salidas en manantiales se han estimado en 6-10 hm³/año (Castillo, 1975), 6 hm³/año (CHSE-IRYDA, 1975) y 5 hm³/año (IGME, 1985)

La transmisividad alcanza valores elevados en las inmediaciones del río Guadalfeo (superior a 5.000 m²/día, e incluso 10.000 m²/día), donde se sabe, por datos de sondeos mecánicos, que el espesor saturado del acuífero es inferior a 50 m (Benavente, 1982), es decir conductividades en torno a 100-200 m/día. Según datos publicados por Castillo y Fernández-Rubio (1978), la transmisividad está comprendida entre 2000 y más de 10000 m²/día; la dirección del flujo subterráneo es de norte a sur, con una disminución del gradiente hidráulico hacia el mar. Para el sector oriental de la Vega, los caudales específicos medios están comprendidos entre 1 y 25 l/s/m, deduciéndose valores de transmisividad de 250 a 750 m²/día a partir de la fórmula de Walton. La porosidad efectiva se estima comprendida entre 5 y 10 % (Castillo, 1975).

El agua almacenada en este acuífero, para un espesor saturado de 75 m y un coeficiente de almacenamiento del 5 al 10 %, oscila entre 150 – 300 hm³. Se puede admitir un descenso máximo de 10 m para evitar el riesgo de intrusión marina; ello se traduce en unos 20-40 hm³ de utilización potencial.

A1.4 Descripción general

La cuenca del río Guadalfeo, tanto para sus recursos subterráneos como superficiales puede dividirse en tres sectores:

- El sector nor-oriental, donde se genera aproximadamente un 75% de la escorrentía superficial. En este sector se localizan los acuíferos de Sierra Nevada, acuíferos en materiales metamórficos, acuíferos en dispersiones carbonatadas, acuíferos en conglomerados y el acuífero de Lújar. Esta parte de la cuenca se caracteriza por dos comportamientos opuestos ante la precipitación. El sector de Sierra Nevada donde casi toda la lluvia útil se transforma en escorrentía superficial, y el sector de Lújar donde casi todo se infiltra.
- El sector nor-occidental, donde se genera aproximadamente un 20% de la escorrentía superficial, y donde están localizados los acuíferos de Albuñuelas, Sierra de Padul y Depresión de Padul. En general la Depresión de Padul se comporta como la gran drenante del flujo subterráneo de esta zona, aunque parte de este flujo también escurre por contactos con otros mantos carbonatados hacia afuera de la cuenca. Es importante destacar que en este sector gran parte de la precipitación se infiltra.
- El sector costero, donde se genera aproximadamente un 5% de la escorrentía superficial. Se encuentra n los acuíferos de Chaparral-Los Guájares, el acuífero de Escalate y el acuífero de Motril-Salobreña, que es el acuífero más explotado de toda la cuenca y el gran drenante de las aguas de la misma hacia el mar.

Estos tres sectores estarían conectados entre sí a través de la escorrentía superficial.

Respecto a la explotación de los acuíferos, el acuífero de Motril-Salobreña es el más importante, debido a la gran actividad agrícola que se desarrolla en la zona, y a la actividad turística que incrementa notablemente la población durante los meses de verano. Por ello, es el acuífero más estudiado y el que cuenta con mayor número de datos. En el estudio global de la cuenca será muy interesante analizar de forma detallada este acuífero haciendo especial hincapié en la influencia de las infraestructuras creadas en la regulación de la cuenca (presa de Rules) y fenómenos como la intrusión marina en el acuífero o la distribución de contaminantes.

Otro acuífero de importantes recursos, pero poco explotado, que puede verse afectado directamente por la presencia de la presa de Rules es el acuífero de Lújar. De este acuífero se tienen muy pocos datos. Será muy importante determinar las relaciones entre este acuífero y la presa y su influencia en la hidrología global de la cuenca como elemento regulador de la misma.

En la Figura A: 1 se muestra la distribución espacial de los principales acuíferos de la cuenca. Puede observarse que no se han tenido en cuenta los acuíferos en materiales metamórficos y algunos acuíferos en materiales conglomerados ya que se han considerado con menor relevancia dentro del marco de este estudio.

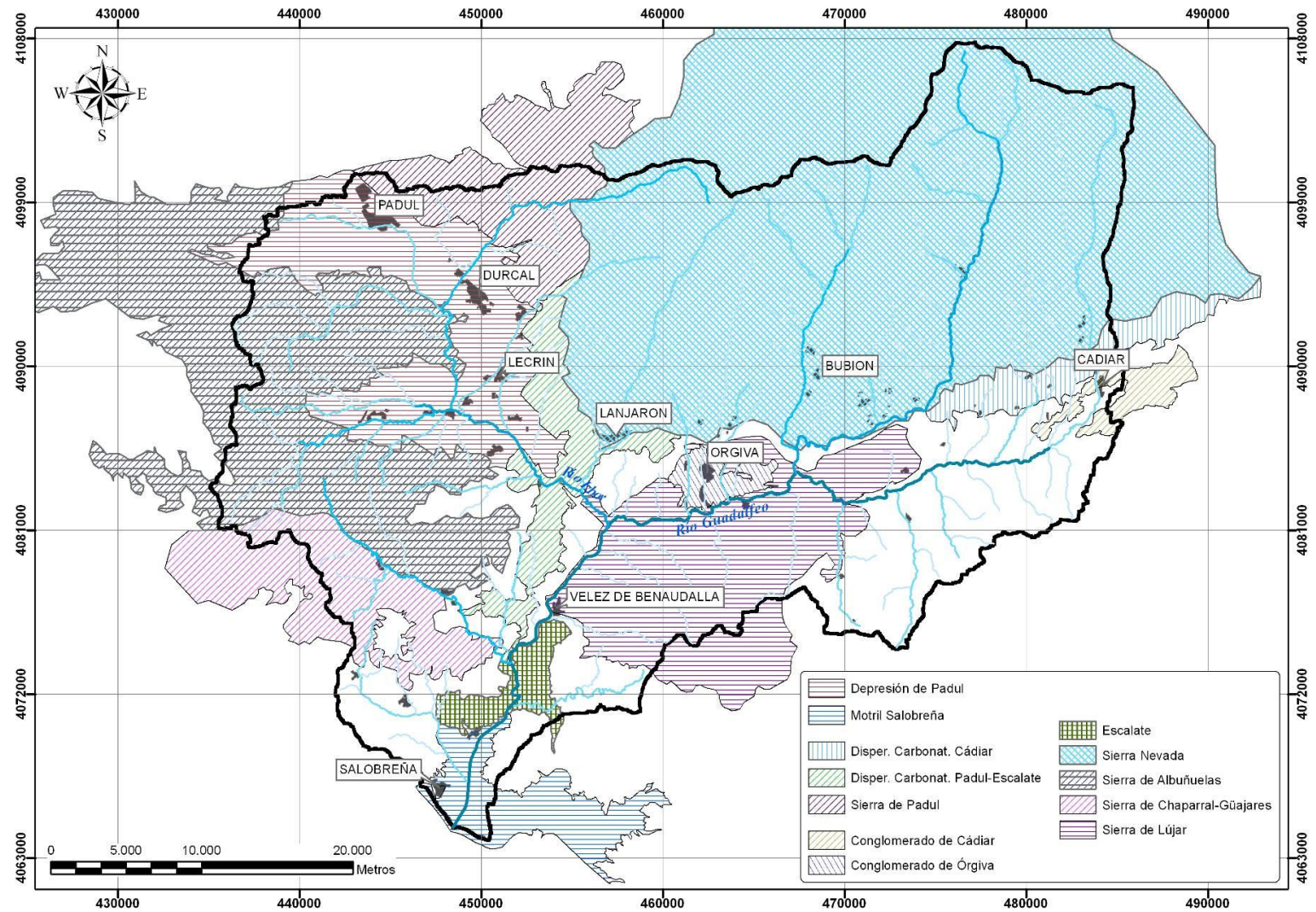


Figura A: 1. Acuíferos localizados en la Cuenca del río Guadalupe

Anejo 2

Empleo del modelo MODFLOW en la cuenca del Guadalfeo

A2.1 El código MODFLOW

A2.1.1 Fundamentos teóricos

El modelado matemático que realiza este programa se basa en la ecuación descrita en el capítulo anterior, que describe el movimiento del agua subterránea de densidad constante en un medio poroso:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm F = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Donde:

k_x, k_y, k_z es la conductividad hidráulica a lo largo de los ejes de coordenadas x, y, z , que se suponen paralelos a los ejes principales de conductividad hidráulica. [L/T].

h es el nivel piezométrico [L].

F es el caudal específico que representa los ingresos o egresos provenientes de las fuentes externas (ríos, pozos, etc.) [T⁻¹].

S_s es el almacenamiento específico del material poroso [L⁻¹].

t es el tiempo [T].

Esta ecuación describe el flujo del agua subterránea bajo condiciones hidrodinámicas en un medio heterogéneo y anisótropo, donde los ejes principales de conductividad hidráulica están alineados con la dirección de los ejes de coordenadas. Junto con las especificaciones de flujo o nivel piezométrico en los bordes del sistema y las especificaciones del nivel piezométrico inicial, constituye la representación matemática del sistema de flujo subterráneo.

MODFLOW resuelve la ecuación en derivadas parciales por medio del método de diferencias finitas, que es uno de los métodos aproximados, donde el sistema continuo es reemplazado por un sistema discreto de puntos en el espacio y en el tiempo, y las derivadas parciales son reemplazadas por términos calculados a partir de la diferencia del nivel piezométrico entre estos puntos. El proceso determina un sistema de n ecuaciones algebraicas lineales simultáneas con n incógnitas, la solución de cada una de estas ecuaciones determina el nivel piezométrico en cada punto en un tiempo específico. El conjunto de estos valores constituye una aproximación de la distribución del nivel piezométrico en el tiempo que podría constituir una solución analítica de la ecuación de flujo en derivadas parciales.

La ecuación en diferencias finitas del flujo de agua subterránea surge de la aplicación de la ecuación de continuidad: la suma de todos los flujos entrantes o salientes de la celda debe ser igual a la variación del almacenamiento de la celda.

Bajo la suposición de que la densidad del agua es constante, la ecuación de continuidad que expresa el balance de flujo para una celda, parte de la relación estudiada en el capítulo anterior:

$$\text{div}(v) = -S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

Si atendemos a los flujos entrantes por una cara de la celda, la expresión puede escribirse como:

$$\frac{\partial v_i}{\partial x} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \Rightarrow \frac{\partial Q_i}{\partial x \cdot \partial y \cdot \partial z} = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

por lo que

$$\sum Q_i = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (\text{E. A2-1})$$

Donde:

Q_i es la tasa de flujo dentro de cada celda (L^3/T)

S_s es el almacenamiento específico de una celda durante un Δt ($1/T$)

V es el volumen de la celda (L^3)

h es el cambio del nivel piezométrico entre dos intervalos de tiempo consecutivos.

La discretización espacial de un acuífero puede realizarse por una malla o bloques, denominados celdas, cuyas ubicaciones en el espacio son especificadas por un sistema de ejes coordenados i , para identificar las filas, j , para identificar las columnas y k , para identificar las capas.

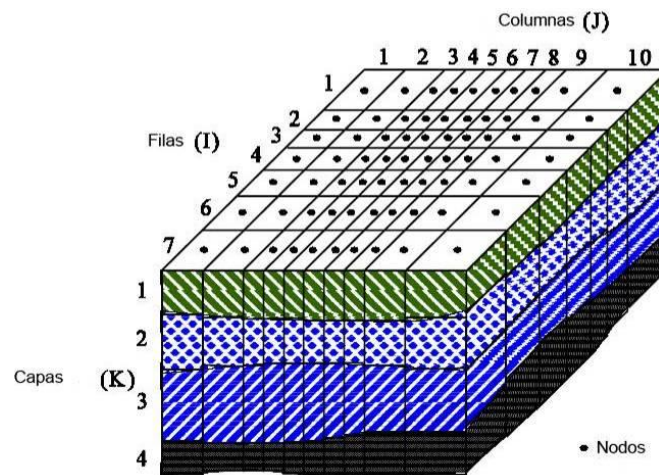


Figura A: 2. Discretización espacial de un acuífero en MODFLOW.

Considerando que cada celda en el espacio está rodeada por otras 6, con las cuales se dan transferencias de flujo entre las caras adyacentes, el flujo para cada una de estas caras puede calcularse siguiendo la Ley de Darcy para flujo estacionario unidireccional en material poroso como se ha expuesto en el capítulo 2 de esta tesis.

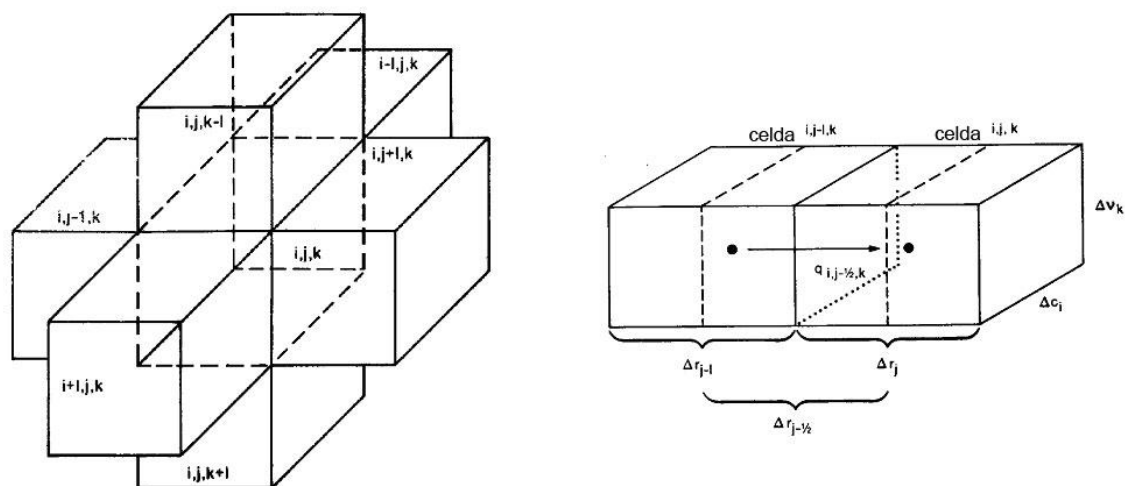


Figura A: 3. (a) Ubicación de la celda (i,j,k) en el espacio, rodeada por las celdas adyacentes a sus caras con los respectivos subíndices que las caracterizan (b): Flujo dentro de la celda (i,j,k) proveniente de la celda adyacente (i,j-1,k).

$$q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{d} = C \cdot \Delta h$$

$$q_{i,j-\frac{1}{2},k} = K \cdot R_{i,j-\frac{1}{2},k} (\Delta c_i \cdot \Delta v_k) \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-\frac{1}{2}}} = CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})$$

Donde:

q Caudal a través de una de las caras

$q_{i,j-\frac{1}{2},k}$ Caudal a través de la cara entre las celdas (i, j, k) e (i, j-1, k)

K Permeabilidad

$K \cdot R_{i,j-\frac{1}{2},k}$ Representa la permeabilidad a lo largo de una fila entre los nodos (i,j,k) e (i, j-1,k)

C es un término que se lo denomina conductancia y se calcula como:

($K \times \text{Sup perpendicular} / \text{distancia entre nodos}$)

h Variación de nivel piezométrico entre nodos.

A Área de la cara de la celda perpendicular al flujo.

d Distancia entre nodos.

De la misma forma los caudales externos, entrantes o salientes, pueden expresarse como la suma de un término en función de h y otro término independiente.

$$Q_{ext} = P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k} + I_{i,j,k,n}$$

Donde

Q_{ext} representa el caudal externo desde fuera del acuífero

$P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k}$ es el caudal que entra/sale de la celda y dependiente de la variación del nivel piezométrico.

$I_{i,j,k,n}$ es el caudal que proviene del exterior independiente de la variación del nivel piezométrico

La ecuación de flujo para una celda en el espacio sería entonces:

$$q_{i,j-\frac{1}{2},k} + q_{i,j+\frac{1}{2},k} + q_{i-\frac{1}{2},j,k} + q_{i+\frac{1}{2},j,k} + q_{i,j,k-\frac{1}{2}} + q_{i,j,k+\frac{1}{2}} + P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k} + I_{i,j,k,n} \\ = S_s \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} (\Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k)$$

Donde:

q es el caudal proveniente de la celda

$P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k}$ es el caudal que entra/sale de la celda y depende de la variación del nivel piezométrico.

$I_{i,j,k,n}$ es el caudal que proviene del exterior y que no depende de la variación del nivel piezométrico

S_s representa el almacenamiento específico de la celda i,j,k

$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t}$ es una aproximación en diferencias finitas de la derivada del nivel piezométrico respecto al tiempo.

$(\Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k)$ es el volumen de la celda (i, j, k)

La derivada parcial del nivel potencial en el tiempo es la pendiente de la curva en ese punto, por lo que se puede expresar como la variación del nivel potencial en un determinado intervalo de tiempo, cuyo cálculo aproximado puede obtenerse dividiendo la diferencia del nivel potencial al final de dos tiempos consecutivos respecto a la correspondiente diferencia de tiempo:

$$\frac{\partial h_{i,j,k}}{\partial t} \approx \left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right) \approx \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}}$$

En consecuencia la ecuación de flujo en diferencias finitas para una celda (i,j,k) puede escribirse como:

$$CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) \\ + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1}^m \\ - h_{i,j,k}^m) + P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k} + I_{i,j,k,n} = S_s \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} (\Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k)$$

Donde:

h es el nivel piezométrico

m superíndice que indica el número de intervalo de tiempo considerado.

$m + 1$ superíndice que indica el intervalo de tiempo precedente del considerado.

CV, CC, CR son los coeficientes de conductancia,

$P_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k}$ es el caudal que sale/entra por una fuente externa a la celda y depende de la variación del nivel piezométrico.

$I_{i,j,k,n}$ es el caudal que proviene del exterior y que no depende de la variación del nivel piezométrico

S_s representa el almacenamiento específico de la celda i,j,k entre dos intervalos de tiempo $(t^m - t^{m-1})$

rj Dimensión de la celda a lo largo de las filas. El subíndice (j) indica el número de la columna.

ci Dimensión de la celda a lo largo de las columnas. El subíndice (i) indica el número de la fila.

vk Dimensión de la celda a lo largo de la vertical. El subíndice (k) indica el número de la capa.

Finalmente, esta ecuación es reorganizada para la formulación final del código MODFLOW en forma de diferencias finitas hacia atrás de manera que al principio de cada paso de tiempo se necesita una distribución de potencial para poder calcular el potencial al final del paso de tiempo. De esta manera, los términos que contienen el potencial al final del paso de tiempo están agrupados a la izquierda de la ecuación y los términos independientes en la derecha. La ecuación resultante es

$$\begin{aligned}
 & CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} \cdot h_{i,j,k-1}^m + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} \cdot h_{i-1,j,k}^m + CR_{ij-\frac{1}{2},k} \cdot h_{i,j-1,k}^m \\
 & + \left(CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} + CR_{ij-\frac{1}{2},k} + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} \right. \\
 & \left. + CR_{ij+\frac{1}{2},k} + HCOF_{i,j,k} \right) \cdot h_{i,j,k}^m + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} \cdot h_{i,j,k+1}^m \\
 & + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} \cdot h_{i+1,j,k}^m + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} \cdot h_{i,j+1,k}^m = RHS_{i,j,k}
 \end{aligned} \tag{E. A2-2}$$

Donde:

$$HCOF_{i,j,k} = P_{i,j,k} - \frac{SC_1}{(t_m - t_{m-1})}$$

$$RHS_{i,j,k} = -Q_{i,j,k} - \frac{SC_1 \cdot h_{i,j,k}^{m-1}}{(t_m - t_{m-1})}$$

$$SC_1 = S_s \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k$$

La ecuación (E.A2-2) es la ecuación en diferencias finitas que utiliza el código MODFLOW para desarrollar el sistema de ecuaciones lineales con las que se calcula el potencial hidráulico, base del modelo de flujo de agua subterránea. Incluye una ecuación por cada celda de potencial variable en la malla.

El código MODFLOW utiliza métodos iterativos para obtener la solución del sistema de ecuaciones de diferencias finitas para el final de cada Δt considerado. Estos métodos calculan el valor del nivel piezométrico para el final del Δt , comenzando el proceso con un valor asignado arbitrariamente que luego es modificado por el proceso de cálculo, de tal manera que el nuevo valor se aproxima mejor al sistema de ecuaciones. Se repite nuevamente el proceso pero en esta ocasión se considera como valor inicial al valor obtenido en el primer proceso. El procedimiento de cálculo se repite sucesivamente produciendo en cada ocasión un valor cada vez más cercano a satisfacer el sistema de ecuaciones. Las iteraciones se detienen cuando los cambios producidos en el nivel piezométrico calculado por el programa sean menores que un cierto valor dado por el usuario, o “criterio de convergencia”, sin embargo, existe otro parámetro de control que debe ser seleccionado, el número máximo de iteraciones, de tal forma que si el proceso de cálculo sobrepasa este número de iteraciones y el cálculo no ha convergido, el programa se detiene dando un mensaje de error. La convergencia de las iteraciones depende de dos criterios, del cambio del nivel piezométrico y de su residual (Hill, 1990).

Las matrices de ecuaciones se resuelven por el método de Preconditioned Conjugate-Gradient. En general este método requiere menos espacio de almacenamiento en el ordenador respecto al requerido por el Strong Implicit Procedure (SIP).

A2.1.2 Estructura de funcionamiento

El primer objetivo en el diseño de este modelo de flujo fue un programa que pudiera ser fácilmente modificable, simple en su mantenimiento y su uso, que pudiera ejecutarse en diversas variedades de

ordenadores con un mínimo de cambios y que fuera eficiente con respecto a la memoria y el tiempo de ejecución necesarios.

El programa utiliza una estructura modular donde las funciones similares son agrupadas juntas y las opciones específicas del programa (como el formato de la entrada y almacenamiento de datos; las salidas de los datos, etc.) y las opciones hidrológicas son construidas de tal manera que cada opción es independiente de las otras. Esta estructura permite añadir nuevas opciones sin la necesidad de cambiar las subrutinas existentes.

El paquete básico (BAS) desarrolla una serie de tareas administrativas para el modelo. Esencialmente, lee los datos introducidos sobre el número de filas, columnas, capas y periodos de acciones considerados, reservando espacio en la memoria para las matrices del modelo. También lee los datos que especifican las condiciones iniciales y de contorno del modelo que se plantea.

El paquete de Flujo Centrado en Bloque (Block Centered Flow package, BCF) calcula las conductancias y los términos de almacenamiento de la ecuación (E.10) para cada celda del modelo.

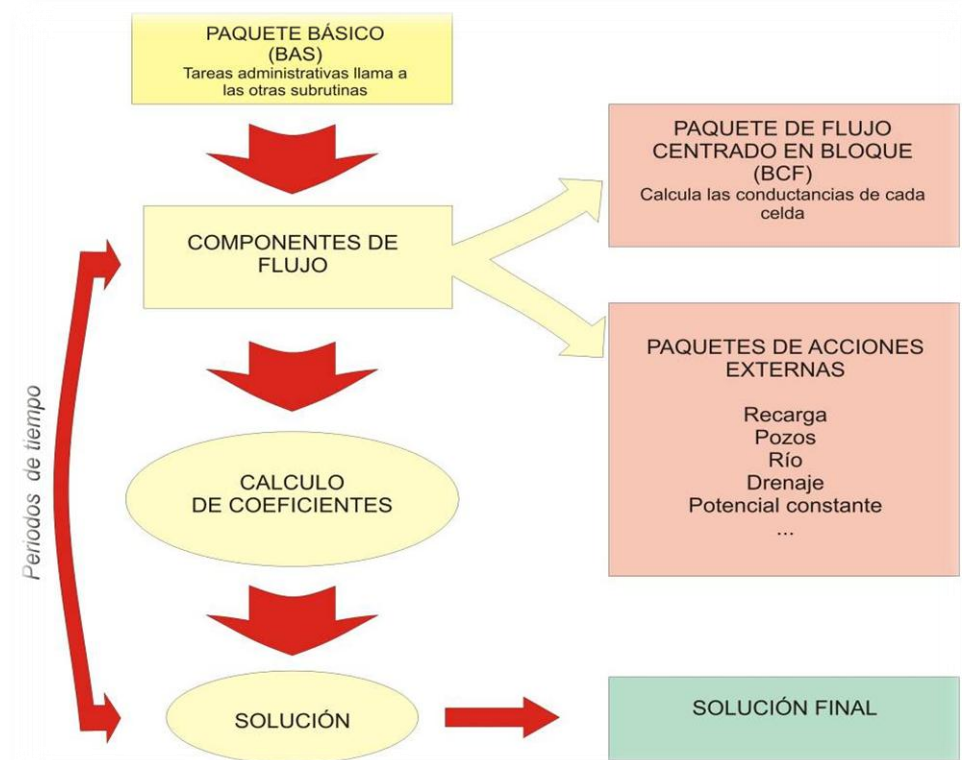


Figura A: 4. Esquema general del código MODFLOW.

Las acciones externas al acuífero son simuladas mediante paquetes opcionales. Estos paquetes amplían considerablemente las opciones de análisis de los acuíferos simulando la influencia de diversos fenómenos en los acuíferos y viceversa. A continuación se describen, de manera resumida los principales paquetes que han sido utilizados en este estudio.

A2.1.2.1 Paquetes externos para la simulación de procesos de cuenca

A2.1.2.1.1 Paquete de Recarga

Simula las recargas (naturales o artificiales) distribuidas en la superficie del sistema de agua subterránea que percolan hacia el acuífero. Definiéndose el caudal de recarga como:

$$Q_{Recarg(i,j)} = I_{i,j} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i$$

Donde:

$Q_{Recarg(i,j)}$ es el caudal de recarga que ingresa a un celda a través de su superficie horizontal.

$I_{i,j}$ es la recarga en $[m^3/m^2 \times t]$ aplicable al área de la celda.

$\Delta r_j \cdot \Delta c_i$ es el área horizontal de la celda.

La recarga $Q_{Recarg(i,j)}$ es aplicada a la celda superior de una columna de celdas ubicadas en la posición (i,j) , pues la recarga ingresa al sistema subterráneo por la superficie del mismo.

A2.1.2.1.2 Paquete de evapotranspiración

Simula las extracciones realizadas por la vegetación.

A2.1.2.1.3 Paquete de Pozos

Este paquete es considerado para simular elementos que extraen o inyectan agua hacia el acuífero a una tasa específica y durante un determinado período de tiempo, donde la tasa de carga o de descarga es independiente tanto del área de la celda como del nivel del agua en la misma.

Con esta opción puede simularse una distribución de bombeos artificiales en el espacio y en el tiempo. También resulta muy útil para la simulación de entradas subterráneas.

A2.1.2.1.4 Paquete Drenaje

Simula los efectos de características tales como drenajes agrícolas, los cuales permiten la salida del agua desde el acuífero a una tasa proporcional a la diferencia entre el nivel potencial del acuífero y un nivel o cota fijo. También se suele utilizar para la simulación de manantiales ya que la salida de agua sólo se realiza mientras el nivel potencial esté por encima del nivel de referencia, pero cesará si desciende por debajo de este nivel.

Entre el drenaje y el área donde prevalece el nivel $h_{i,j,k}$ se desarrolla un flujo radial o semirradial en el plano vertical, que generalmente determina variaciones abruptas en los gradientes del nivel potencial.

Además del flujo convergente hacia el drenaje pueden existir otros dos procesos que formen parte de la pérdida de carga total. Uno de ellos cuando existe material extraño rodeando el canal de drenaje (o la tubería de drenaje) cuya conductividad hidráulica difiere del valor promedio del utilizado para el material de la celda (i,j,k) . El otro se refiere a las pérdidas de carga que ocurren a través de las paredes de la tubería de drenaje, dependiendo del número y tamaño de las aberturas de la tubería y del grado en que estas aberturas puedan estar colmatadas por precipitación química, o bloqueadas por raíces de plantas, etc. Por otro lado el caudal de descarga de la celda hacia el drenaje es proporcional a las variaciones de potencial, de tal forma que si las pérdidas de carga ocurren en serie, puede admitirse que la suma de las mismas es igual a la variación de nivel $(h_{i,j,k} - d_{i,j,k})$ que también es proporcional al caudal drenado.

Teniendo en cuenta esto MODFLOW describe la función de drenaje a través de un par de ecuaciones:

$$Qd_{i,j,k} = Cd(h_{i,j,k} - d_{i,j,k}) \text{ para } h_{i,j,k} > d_{i,j,k}$$

$$Qd_{i,j,k} = 0 \text{ para } h_{i,j,k} \leq d_{i,j,k}$$

El coeficiente de la ecuación Cd representa la conductancia hidráulica del dren y viene dado normalmente por $Cd = K \cdot L$, donde L es la longitud del dren en la calda y K es una conductividad hidráulica equivalente que tiene en cuenta todas las pérdidas de potencial entre el dren y el acuífero. Suele depender de:

- las características de cómo converge el flujo hacia el drenaje
- las características propias del tipo de drenaje
- las características del medio que lo circunda

Se podría intentar calcular el valor del coeficiente Cd , desarrollando ecuaciones aproximadas para la conductancia en cada uno de los tres casos, para luego calcular una conductancia equivalente. Sin embargo las formulaciones variarían significativamente dependiendo de cada tipo de drenaje, además requerirían información detallada que generalmente no está disponible, tal como la distribución del nivel potencial alrededor del drenaje, la conductividad hidráulica del acuífero alrededor del drenaje, la conductividad hidráulica del material de relleno, la conductividad hidráulica del material que puede colmatarse los orificios del conducto de drenaje, etc.

A2.1.2.1.5 Paquete de ríos

Esta opción está diseñada para considerar el flujo en corrientes de agua y para simular la interacción entre éstas y el agua subterránea.

Para su discretización espacial, la longitud total del río, se considera dividida en pequeños segmentos de arcos, denominados “reach”, que atraviesan las celdas del modelo afectadas.

En la Figura A: 5 se presenta, conceptualmente, la situación que debe ser simulada matemáticamente en cada una de las celdas afectadas. Un corte transversal del río muestra que el lecho está constituido por una capa bien definida de materiales de baja permeabilidad que lo separan del acuífero subterráneo. La interconexión entre el río y el acuífero se da sólo a través de esta capa de fondo del lecho del río, donde se asume que se desarrolla únicamente un flujo unidireccional.

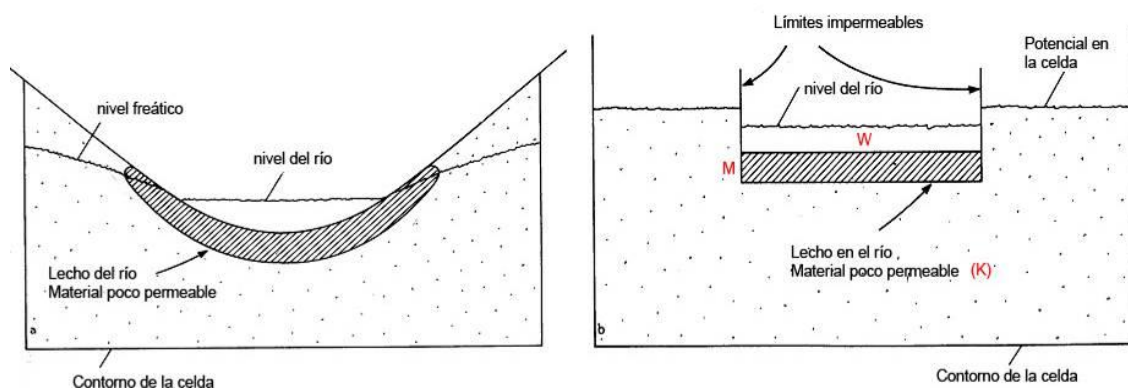


Figura A: 5. Sección transversal de un acuífero conteniendo un río(a). Representación simplificada de la conexión entre el río y el acuífero (b).

Suponiendo que las pérdidas de potencial entre la corriente y el acuífero sean medibles y sólo se realicen a través de la capa, no existirán pérdidas de nivel significativas entre el fondo de la capa y el punto que representa el nodo de la celda.

Esto implica que el nodo de la celda permanece siempre saturado puesto que el nivel de agua en la celda no desciende más allá del fondo de la capa. Bajo estos supuestos el flujo entre el río y el acuífero se da por la siguiente ecuación:

$$Q_{Riv} = \frac{K \cdot L \cdot W}{M} (H_{Riv} - h_{i,j,k})$$

Donde:

Q_{Riv} es el caudal entre el río y el acuífero, considerado positivo cuando se dirige hacia el acuífero. (L^3/T).

H_{Riv} es la altura de la corriente del río (L)

$h_{i,j,k}$ es el nivel potencial en el nodo de la celda considerada (L)

La conductancia hidráulica de la interconexión río-acuífero se calcula para cada celda como:

$$Q_{Riv} = \frac{K \cdot L \cdot W}{e_r}$$

Donde:

K conductividad hidráulica del material del lecho del río (L/T)

L longitud del río que atraviesa la celda (L)

W ancho del río (L)

e_r espesor del material del lecho del río (L)

Es evidente que cuando $H_{Riv} < h_{i,j,k}$, el flujo es negativo por lo que el acuífero descarga hacia el río, mientras que si $H_{Riv} > h_{i,j,k}$ el flujo es positivo y se produce infiltración hacia el acuífero.

A2.1.2.1.6 Paquete de contornos de potencial constante

El caudal que entra o que sale en una celda i, j, k , será proporcional a la diferencia de potencial entre el potencial en la celda $h_{i,j,k}$ y el potencial asignado a la fuente externa, $h_{b,i,j,k}$. Se establece una relación lineal entre el caudal que entra en la celda y el potencial en la misma.

$$Q_{b,i,j,k} = C_{b,i,j,k}(h_{b,i,j,k} - h_{i,j,k})$$

Donde $Q_{b,i,j,k}$ es el caudal que entra en la celda desde una fuente externa; $C_{b,i,j,k}$ es la conductancia entre la fuente externa y la celda i, j, k ; $h_{b,i,j,k}$ es el potencial asignado a la fuente externa y $h_{i,j,k}$ es el potencial en la celda i, j, k . Si el potencial $h_{b,i,j,k}$ se mantiene constante a lo largo de la simulación, tan solo las variaciones de potencial en las celdas adyacentes definirán el flujo entrante o saliente hacia las celdas en donde se define el potencial constante.

Esta utilidad es muy interesante a la hora de simular los efectos de acuíferos que se encuentran en contacto con la zona simulada pero fuera del límite del modelo y en donde se quieren evaluar las posibles entradas o salidas entre los dos sistemas.

A2.2 Empleo del modelo MODFLOW en la cuenca del Guadalfeo

En este anejo se presentan los resultados correspondientes a las simulaciones efectuadas con MODFLOW en el acuífero de Motril-Salobreña, principalmente debido a su importancia dentro de la cuenca del Guadalfeo por sus recursos, su aprovechamiento y su papel como acuífero costero en el que se desarrollan procesos de interés.

La explotación de este acuífero ha permitido el registro de datos y la realización de diferentes estudios específicos que permiten la configuración de modelos de detalle. La información correspondiente a la recarga del acuífero a partir de otro modelo como Visual Balan v.1, ha permitido validar la infiltración profunda del modelo WiM-Med. Hay que señalar que se ha contado con datos correspondientes a variaciones anuales de niveles piezométricos, por lo que únicamente en este acuífero ha sido posible la calibración de los parámetros hidráulicos del sistema.

En una etapa posterior, partiendo de las condiciones de contorno generadas para el año medio, se ha realizado una simulación a escala de evento a partir de la cual, ha sido posible evaluar la respuesta de cada sistema acuífero ante un episodio puntual.

A2.2.1 Características generales del acuífero

El acuífero de Motril-Salobreña representa algo más del 71% de los acuíferos de la costa granadina siendo el más importante en tanto magnitud de recursos como en volumen de reservas. Por el momento, se ha preservado de la salinización por intrusión marina, fenómeno que sí se manifiesta en otros acuíferos costeros de la provincia como el de Almuñécar y Gualchos.

Su extensión total depende de la consideración como zonas acuíferas de determinados sectores; incluyendo las terrazas aluviales del sector del Puntalón ocupa una superficie de 46.4 km². Esta superficie se distribuye en un 77% de materiales estrictamente aluviales y un 23% correspondiente a gravas y arenas de playa y a depósitos conglomeráticos localizados en zonas de borde como los piedemontes de Molvizar y el Puntalón.

Los límites geográficos están delimitados por las poblaciones de Lóbres en el nor-oeste, Salobreña en el sur-oeste, la población de Torrenueva en el sur-este y la pequeña población de la Garnatilla en el Nor-este. En el centro norte del acuífero quedaría situada la población de Motril.

A2.2.1.1 Datos topográficos

La superficie topográfica del área simulada se ha obtenido a partir de Modelo Digital de Elevaciones de resolución 30x30 m utilizado dentro del marco del presente proyecto. En la tabla 20 se pueden observar las superficies ocupadas entre diferentes intervalos de cota.

Tabla 21; Distribución en altura de superficies dentro del acuífero de Motril-Salobreña

Intervalo altitudinal	Superficie (Has)	%
0-25	2.786.6	60
25-50	953.9	20
50-100	670.1	15
100-200	200	4.3
200-300	34	0.7
TOTAL	4.644 Ha	100

Como se deduce de estos datos, la zona correspondiente al acuífero es bastante baja, presentando el 60 % de su superficie por debajo de los 25 metros sobre el nivel del mar. Las superficies más elevadas, aquellas que sobrepasan los 100 metros, representan tan solo un 5 % de la superficie y se distribuyen principalmente en las zonas altas de la rambla del Puntalón. La zonas intermedias, aquellas que se encuentran entre un intervalo altitudinal entre los 100 y los 25 m.s.n.m., representan el 35 % de la superficie total del acuífero y se corresponden con las zonas de piedemontes de la franja norte del acuífero.

El acuífero se encuentra encajado entre los diferentes complejos serranos y el Mar Mediterráneo. En el Oeste, se encuentra limitada por la Sierra de Molvizar. En el Nor-oeste se encuentran las estribaciones de la Sierra de Los Guájares con la Loma de Espartinas (437 metros) y el pico Columba (434 metros). Situados al norte de la población de Motril encontramos el Cerro del Toro (318 metros) y Cerro Gordo (529 metros) configurando los inicios de la Sierra de Lújar, que se extiende hacia el Norte. En el Este y rodeando a la población de Lóbres, se distinguen Cerro Navarro (208 metros), Cerro Molinero (394 metros) y Los Morros de la Esparragona (337 metros), que cierra el acuífero por el Este.

A2.2.1.2 Características geológicas e hidrogeológicas

En lo que a geología se refiere, el área estudiada pertenece al dominio Alpujarride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética en la que aparecen materiales metapelíticos, como esquistos y filitas que a efectos prácticos se consideran impermeables, y mármoles (Aldaya, 1981). Los afloramientos de materiales carbonatados constituyen buenos acuíferos y, donde contactan con el aluvial, recargarán de forma oculta el acuífero detrítico.

Los límites laterales del acuífero están formados tanto lateral como basalmente por materiales alpujarrides, la mayor parte, metapelitas impermeables, exceptuando el sector de la garganta de Cañizares (Acuífero de Escalate) en donde encontramos materiales carbonatados permeables que se encuentran en conexión hidrogeológica con el río Guadalfeo.

Existen, sin embargo, algunas particularidades, como el afloramiento de mármoles karstificados en donde se asienta Salobreña (Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Granada, ITGE, 1995).

El espesor del acuífero oscila entre 40 metros en la parte más septentrional y más de 200 metros en la desembocadura del río Guadalfeo o 100 metros de profundidad en la parte oriental del acuífero.

Podemos decir que el acuífero presenta una morfología elongada tanto en dirección E-O como N-S, siguiendo en este último caso el curso del río Guadalfeo; aunque el máximo espesor se encuentra en el sector costero más occidental, como ya han puesto de manifiesto otros autores (Castillo, 1975; Geirnaert *et al.*, 1981; Pulido y Cañada, 1983; Soto, 1998). En la Figura A: 6 se observan las columnas geológicas de varios sondeos realizados en la zona de estudio.

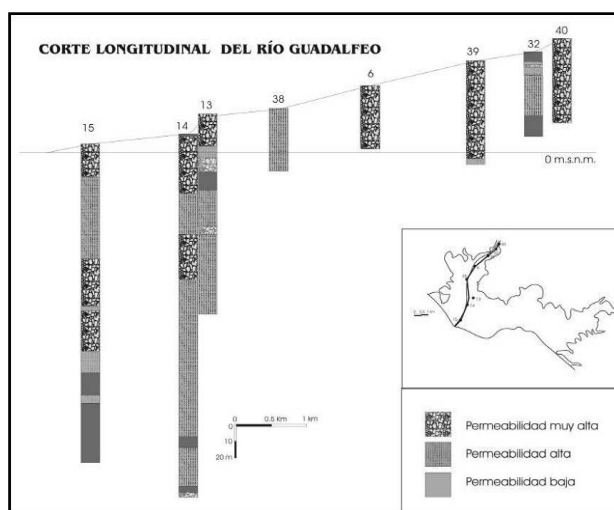


Figura A: 6. Corte longitudinal del río Guadalfeo en su transcurso por el acuífero de Motril-Salobreña.

Un aspecto importante que se extrae de la figura es que mientras en el sector noroccidental, donde aparece una sección menor del aluvial, la distribución geológica es más homogénea con permeabilidades muy elevadas; en el sector próximo al borde costero y de sección mayor, aparece mayor variabilidad de los materiales. En concreto, se distinguen dos niveles a distinta profundidad de muy elevada permeabilidad que corresponden con las facies de canal y que influirán de forma muy importante en el movimiento del contacto agua dulce-agua salada.

En el sector de la desembocadura se ha constatado la existencia de un acuífero profundo con cierto grado de confinamiento. Algunas de las perforaciones realizadas en la zona han sido surgentes. Este tipo de estructura hidrogeológica es bastante común en las desembocaduras de los ríos en la cuenca mediterránea.

Esta información será utilizada para la configuración de la geometría del modelo teniendo en cuenta tres capas acuíferas principales acordes con lo anteriormente descrito; acuífero libre, acuitado y acuífero semiconfinado situado en la desembocadura del Guadalfeo.

Los manantiales son de escasa importancia en el acuífero de Motril-Salobreña y tan solo se encuentran representados al pie del peñón de Salobreña. El caudal es muy constante a lo largo de todo el año en torno a 58 l/s (ITGME, 1999). Aunque diferentes autores han acotado las salidas de los mismos entre 5-10 hm³/año, no se definieron detalles sobre los fundamentos de cálculo en dichas estimaciones además de incluir en las mismas explotaciones de minas y galerías.

Los datos de transmisividades indican que estamos ante un acuífero bastante transmisivo (Castillo, 1975; Cardenal *et al.*, 1991), al igual que ocurre en los acuíferos costeros de sectores próximos (acuífero del Río Verde, Almuñécar). Diferentes autores han tratado de estimar los parámetros hidráulicos del acuífero. Castillo (1975) obtiene la transmisividad a partir de 5 ensayos de bombeo realizados en el sector occidental del acuífero siendo sus datos recogidos por la mayor parte de trabajos posteriores. El IGME realiza otro estudio en 1989 a partir de tres ensayos de bombeo realizados en 1986. Los datos más recientes corresponden a los diferentes ensayos de bombeo realizados en el estudio de la Confederación Hidrográfica del Sur de España (Plan de Emergencia, 1995).

Tabla 22; Datos correspondientes a los parámetros hidráulicos del acuífero de Motril-Salobreña estimados por diferentes autores.

Punto de control	X (UTM)	Y (UTM)	Z (m.s.n.m)	T (m ² /día)	Profundidad de pozo (m)	K (m/día)	S (%)	Fuente
1944-4-0004	450999,00	4070120,00	48,77	6300,00	71,50	88,11		Castillo (1975)
1944-4-0014	449477,00	4068337,00	15,00	4300,00	15,00	286,67		Castillo (1975)
1944-4-0016	449526,00	4068262,00	28,71	10400,00	8,80	1181,82		Castillo (1975)
1944-4-0062	451800,00	4073110,00	85,00	19560,00	-	248,00	21,70	P-01 (Emerg. 1995)
1944-8-0007	446744,00	4066983,00	8,00	2250,00	2,65	849,06		Castillo (1975)
1944-8-0094	452709,00	4066140,00	10,00	648,00	19,00	34,11	0,39	IGME (1989). N.T.
1944-8-0106	449064,00	4065618,00	8,50	2172,00	98,00	22,16	0,04	IGME (1989). N.T.
1944-8-0113	449270,00	4066315,00	14,40	4000 a 4700	-	35,00	0,82	P-07 (Emerg. 1995)
1944-8-0115	449200,00	4065995,00	12,10	6200 a 6400	-	50,00	1,50	P-08 (Emerg. 1995)
1944-8-0116	449064,00	4065618,00	8,50	9000,00	-	61,00		P-09 (Emerg. 1995)
1944-8-0117	448860,00	4065310,00	7,50	5535,00	-	40,00		P-10 (Emerg. 1995)
2044-5-0060	455589,00	4063821,00	8,00	532,00	26,00	20,46	0,04	IGME (1989). N.T.

En la tabla 22 se exponen todos los datos obtenidos en los estudios mencionados. Como puede observarse, la transmisividad ha sido valorada en todos los casos no siendo así para la permeabilidad, tan solo valorada en 5 ocasiones. En este trabajo se han aproximado los datos de permeabilidad a partir de la relación:

$$K = \frac{T}{b}$$

Siendo, K la conductividad hidráulica (m/día), b la profundidad del pozo observado (m) y T la transmisividad (m²/día).

A2.2.2 Balance hídrico

Los datos existentes sobre el balance hídrico de la zona son bastante heterogéneos, aunque se puede decir que los recursos rondan los 50 hm³/año (Castillo, 1975; Castillo y Fernández-Rubio, 1978; Pulido y Rubio, 1988; ITGE, 1991).

No existe consenso en la determinación de las distintas entradas y salidas al acuífero, calculadas de manera muy diferente por cada uno de los autores, por lo que uno de los objetivos de este trabajo será el de precisar, tanto en cuantía como en distribución, cada uno de los componentes del balance hídrico, teniendo en cuenta que la recarga del acuífero es muy compleja y diversificada (infiltración de la lluvia, retorno de regadíos, aporte subterráneo o no desde acuíferos carbonatados del borde, infiltración desde el río Guadalfeo, aporte subálveo, etc.), existiendo relaciones complejas entre las distintas fuentes (Benavente, 1985).

A2.2.2.1 Recarga

En la tabla 23 se recogen los datos estimados por diferentes autores correspondientes a la recarga del acuífero de Motril-Salobreña.

Tabla 23; Recarga del acuífero de Motril-Salobreña, estimados por diferentes autores

RECARGA	Castillo (1975) (hm ³ /año)	CHSE-IRYDA (1984) (hm ³ /año)	IGME (1985) (hm ³ /año)	ITGME (1988) (hm ³ /año)
Infiltración procedente de la precipitación	6	3	0.4-3	despreciable
Infiltración en la rambla de Molvízar	15-20	3	5-11	1.4
Infiltración del río Guadalfeo	25	13	32-37	11.5
Retorno de riegos	8-13	6	12	16.9
Entradas subterráneas bajo el Azud del Vínculo	-	25	-	15.5
Entradas subterráneas desde la U.H. de Escalate	6	3	6	-
Infiltración en el aluvial de Molvízar	-	-	-	2
Total entradas al sistema	60-70	53	55-69	47.3

A2.2.2.2 Descarga

En la tabla 24 se recogen los datos estimados para la recarga del acuífero de Motril-Salobreña.

Tabla 24; Descarga del acuífero de Motril-Salobreña, estimados por diferentes autores

DESCARGA	Castillo (1975) (hm ³ /año)	CHSE-IRYDA (1984) (hm ³ /año)	IGME (1985) (hm ³ /año)	ITGME (1988) (hm ³ /año)
Bombeos	16	25	28	17.1
Manantiales	6-10	6	5	-
Salidas subterráneas al mar	40-45	22	23-29	30.2
Total salidas al sistema	62-71	53	56-62	47.3

A2.2.3 Red de muestreo. Piezometría

Los datos piezométricos utilizados en la calibración del modelo, así como los necesarios para establecer la piezometría inicial, proceden del estudio “Actualización del conocimiento Hidrogeológico de la Unidad 06.21 Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero” (ITGME, 1999) de donde se han

seleccionado 48 pozos con datos piezométricos válidos, en el periodo de abril de 1974 a noviembre de 1998. De una muestra inicial de 194 pozos descartaron aquellos con datos dinámicos, es decir, aquellos influenciados por alteraciones en el sistema (extracciones, recargas...), y aquellos en los que la duración del último bombeo efectuado y el tiempo transcurrido desde la realización del mismo superaban determinados periodos de tiempo.

Con las medidas de estos 48 pozos se calcularon 4 distribuciones piezométricas tipo correspondientes al año medio, con el resultado de las medias de Otoño (Octubre-Diciembre), Invierno (Enero-Marzo), Primavera (Abril-Junio) y Verano (Julio-Septiembre). Estas 4 distribuciones estacionales calculadas fueron claves a la hora de calibrar los parámetros hidráulicos del sistema y de determinar la condición de contorno inicial correspondiente al potencial inicial del sistema. El proceso de interpolación de niveles piezométricos a partir de la información puntual se realizó mediante kriging.

En la Figura A: 7 se muestran los resultados de las superficies piezométricas calculadas para el acuífero de Motril-Salobreña para las diferentes estaciones.

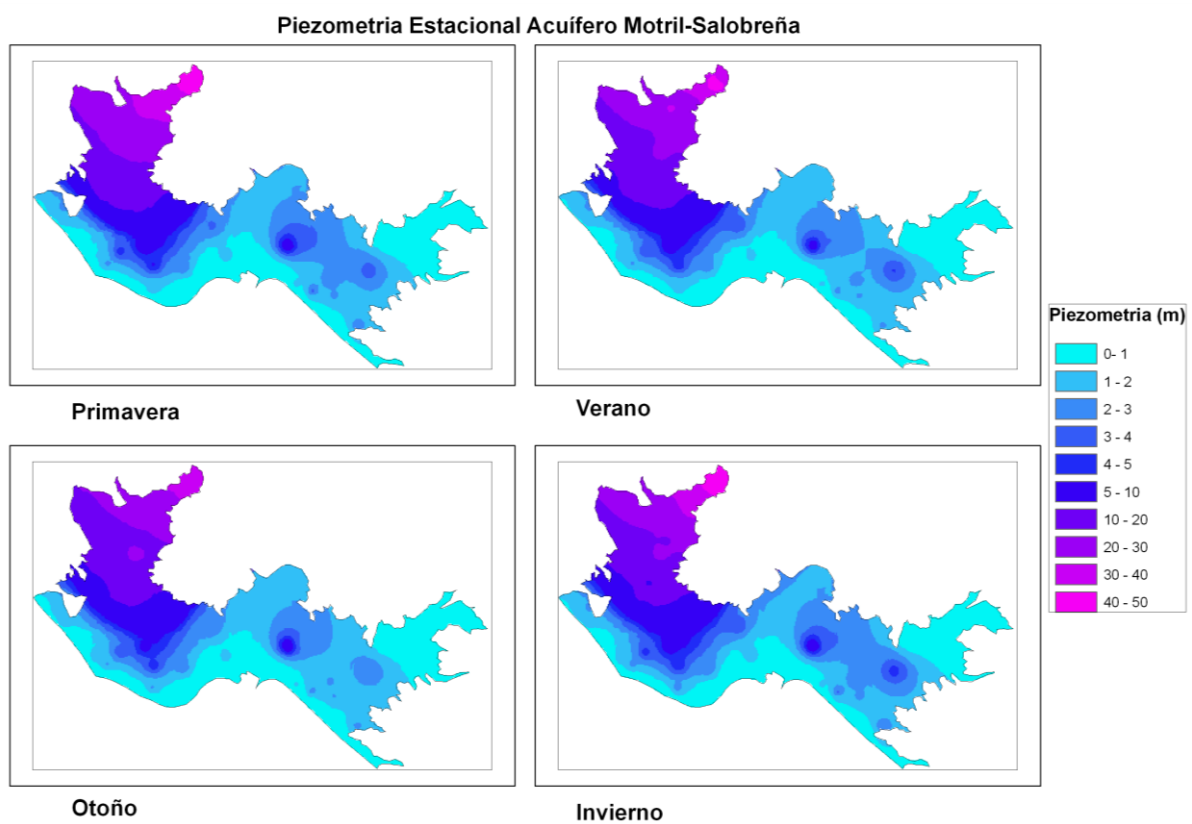


Figura A: 7; Nivel piezométrico estacional del acuífero de Motril-Salobreña calculado para el modelo

A2.2.4 Discretización del medio

A2.2.4.1 Geometría del acuífero

Como se ha descrito en el apartado anterior de características generales, el acuífero se encuentra limitado lateralmente por materiales alpujarrides impermeables. Tan solo existe conexión hidráulica con los materiales carbonatados del acuífero de Escalate y por el aluvial del río Guadalfeo. Es importante tener en cuenta el acuífero profundo existente en la desembocadura del Guadalfeo el cual presenta cierto grado de confinamiento como ya se detalla en el Anejo 1.

Por lo tanto se definirá un modelo multicapa mediante la discretización del mismo en tres capas de espesor variable. Cada una de estas capas estará compuesta por 38080 elementos (160 filas x 238 columnas) de dimensiones 60x60 m. La capa superior se corresponde con el acuífero detrítico de Motril-Salobreña mientras que la capa media representa el acuitardo que impone condiciones de confinamiento al acuífero profundo del río Guadalfeo.

Las datos relativos al sustrato proceden de sondeos de investigación, captaciones y geofísicas realizadas por la empresa Ingemisa para la Confederación Hidrográfica del Sur de España, datos geofísicos recogidos por el estudio Idrena para el ITGE (1988) y datos geofísicos del trabajo de la DGOH (1992) realizado por la empresa Ingemisa. Estos datos fueron tratados e interpolados por krigeado para el mencionado estudio “Actualización del conocimiento Hidrogeológico de la Unidad 06.21 Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero” (ITGME, 1999).

Las superficies resultantes correspondientes al límite superior e inferior del acuitardo así como la superficie inferior del acuífero semiconfinado se han tomado de dicho estudio, mientras que para la superficie del terreno se ha preferido utilizar la información existente para este proyecto.

Superficies calculadas para la definición de los diferentes acuíferos

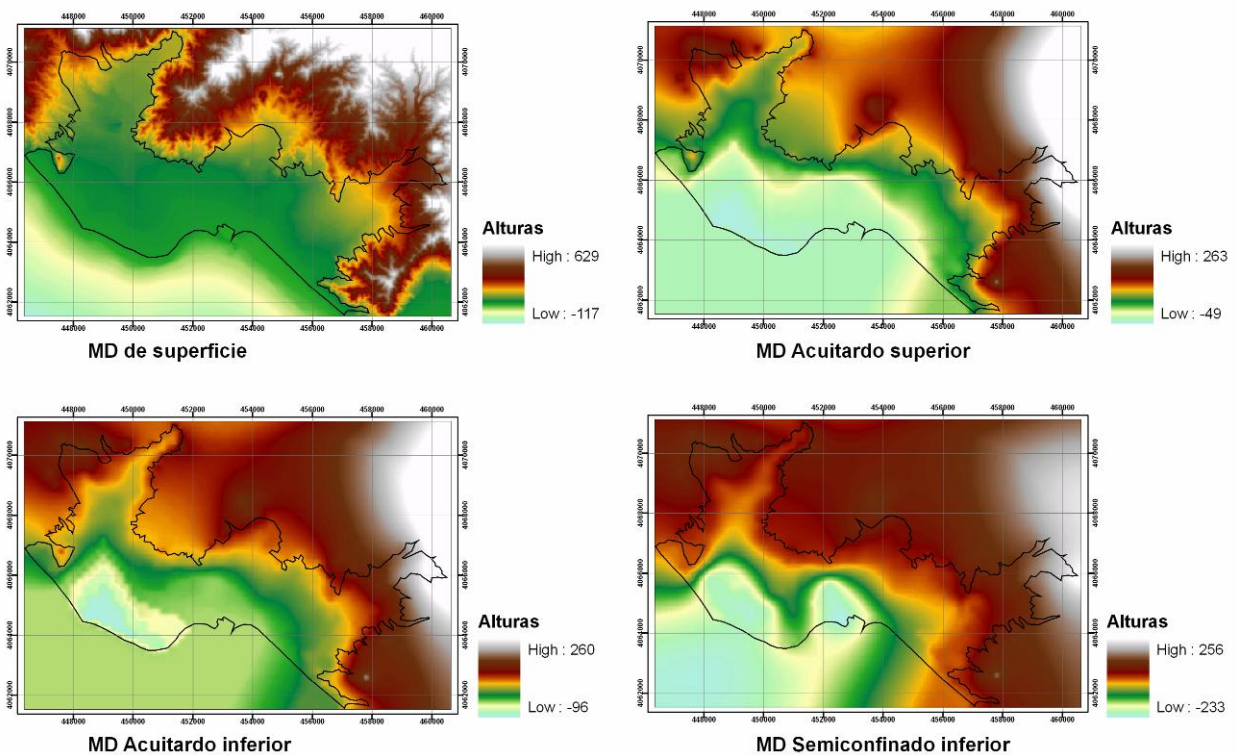


Figura A: 8. Superficies correspondientes a los diferentes estratos hidrogeológicos considerados en el modelo de Motril-Salobreña.

Para evitar problemas de secado y recuperación de celdas que conllevan inestabilidad para el modelo numérico utilizado, se ha considerado un espesor mínimo para cada sustrato de 20 metros. En la Figura A: 8 se exponen las superficies consideradas en el modelo.

A2.2.4.2 Parámetros hidráulicos

A partir de la información existente, se ha interpolado con el fin de analizar toda la superficie ocupada por el acuífero y poder determinar diferentes zonas de parámetros hidráulicos homogéneos.

En la Figura A: 9 se observan los resultados correspondientes a la interpolación utilizando el método del inverso de la distancia al cuadrado ya que para este caso da un mejor ajuste que el krigeado. Como

podemos observar, los valores más altos de permeabilidad se localizan en la zona noroccidental del acuífero, coincidiendo con la zona en la que confluyen el río Guadalfeo y la rambla de Molvizar, donde se alcanzan valores de hasta 1.182 m/día. Estos valores se localizan en las inmediaciones del río Guadalfeo a su paso por Lóbres, entre el azud del Vínculo y la afluencia de la rambla de Molvizar.

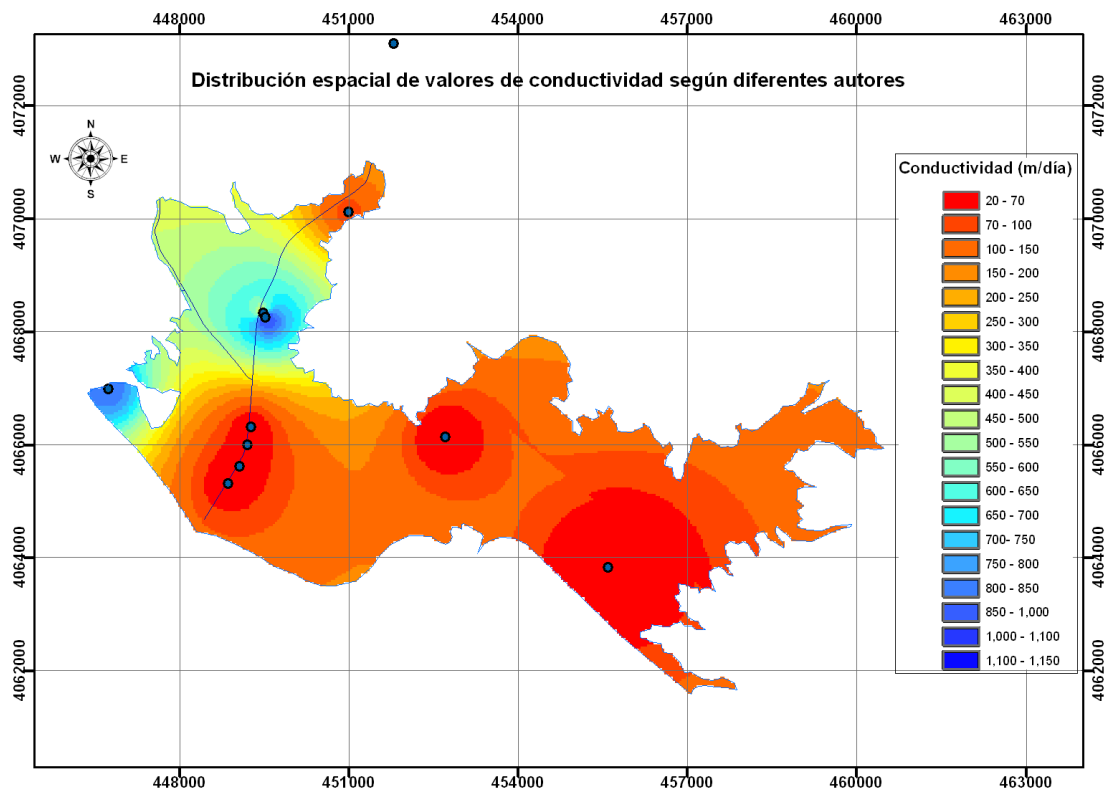


Figura A: 9. Interpolación espacial de los datos de permeabilidad definidos por diferentes autores

Esta distribución espacial está muy influenciada por los datos obtenidos por Castillo en 1975 a partir de 5 ensayos de bombeo ejecutados en las cercanías de cursos de la red hidrográfica por lo que pueden ser superiores a los valores medios del acuífero debido a la influencia de los materiales aluviales de los ríos y ramblas. Para este estudio se moderarán estas diferencias entre zonas tan cercanas al considerarse poco realistas.

Sin embargo, a efectos de establecer una zonificación válida para el modelo matemático, se identifica una cierta diferenciación espacial en la distribución de las conductividades que permite establecer una zonificación. Se observa como la permeabilidad va disminuyendo aguas abajo del río Guadalfeo llegando a alcanzar valores de que oscilan entre los 30 m/día y los 50 m/día. Existen diferencias entre la zona Este y Oeste del acuífero y cómo, además, la conductividad se va degradando a medida que asciende hacia los piedemontes.

Existe también una clara diferencia entre la zona descrita y el sector oriental, donde los valores de permeabilidad son bastante homogéneos oscilando entre los 20 m/día y los 150 m/día. En esta zona se observa también un cierto aumento gradual de la conductividad hacia las zonas de piedemontes alcanzando valores cercanos a los 200 m/día.

En función a este análisis y siendo conscientes de la simplificación adoptada debido a los pocos datos de partida y la heterogeneidad de los mismos, se ha elaborado una agrupación en zonas de conductividades homogéneas con el fin de incorporarlas al modelo hidrogeológico a simular. En la tabla 25 se describen las zonas de permeabilidad adoptadas en el modelo que pueden observarse de manera gráfica en la Figura A: 10. Los parámetros correspondientes a la porosidad (S_s , Coeficiente de almacenamiento y S_y , rendimiento

específico) fueron adaptados a la zonificación realizada para la permeabilidad con el fin de ser coherentes con la geometría del modelo. Los parámetros adoptados se muestran en la tabla 24.

Tabla 25; Parámetros de coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico adoptados

ZONA	DESCRIPCIÓN	Ss (1/m)	Sy (%)
1	Comprende a los materiales más permeables del modelo incluyendo los piedemonte de la zona, entre ellos los de Molvízar. y El Puntalón, y los materiales de borde del acuífero. Los datos de referencia proceden de ensayos en las inmediaciones del río Guadalfeo	0.4	0.15
2	Franja costera de la mitad Occidental. Los datos de referencia proceden de cuatro ensayos en las inmediaciones del río Guadalfeo, uno en la vecindad de la población de Almuñecar y otro situado en el sector Norte de esta zona	0.4	0.2
3	Franja costera de la mitad Oriental. Los datos de referencia proceden de dos ensayos, uno cercano al cauce de la rambla de los Álamos y otro al de El Puntalón	0.4	0.2
4	Representa al acuitardo existente en la desembocadura del río Guadalfeo. La extensión del acuitardo se desconoce con exactitud, por ello la geometría de esta zona y, con ella, la del nivel semiconfinado, se basa en hipótesis	0.25	0.01
5	Nivel profundo de la franja costera Occidental, al cual se supone semiconfinado. Los cuatro sondeos vecinos al Guadalfeo son parcialmente penetrantes de este nivel	0.25	0.01
6	Representa a los afloramientos calizos, cuyo exponente más relevante es el Peñón de Salobreña	0.1	0.1

Tabla 26; Zonificación adoptada para el modelo en función de las permeabilidades

ZONA	DESCRIPCIÓN	Piezómetros para la calibración	k_x (m/s)	k_{y1} (m/s)	k_{z1} (m/s)
1	Comprende a los materiales más permeables del modelo incluyendo los piedemonte de la zona, entre ellos los de Molvizar. y El Puntalón, y los materiales de borde del acuífero. Los datos de referencia proceden de ensayos en las inmediaciones del río Guadalfeo	Los datos piezométricos se encuentran en las cuencas del Guadalfeo y la Rambla de Molvizar	5.0×10^{-4}	5.0×10^{-4}	5.0×10^{-4}
2	Franja costera de la mitad Occidental. Los datos de referencia proceden de cuatro ensayos en las inmediaciones del río Guadalfeo, uno en la vecindad de la población de Almuñecar y otro situado en el sector Norte de esta zona	Datos piezométricos abundantes y homogéneamente distribuidos	5.0×10^{-4}	5.0×10^{-4}	5.0×10^{-6}
3	Franja costera de la mitad Oriental. Los datos de referencia proceden de dos ensayos, uno cercano al cauce de la rambla de los Álamos y otro al de El Puantalón	Datos piezométricos abundantes sobre todo en la franja costera	5.0×10^{-4}	5.0×10^{-4}	1.0×10^{-6}
4	Representa al acuitardo existente en la desembocadura del río Guadalfeo. La extensión del acuitardo se desconoce con exactitud, por ello la geometría de esta zona, y con ella la del nivel semiconfinado, se basa en hipótesis	Cuatro sondeos existentes y que penetran en el mismo	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-8}
5	Nivel profundo de la franja costera Occidental, al cual se supone semiconfinado. Los cuatro sondeos vecinos al Guadalfeo son parcialmente penetrantes de este nivel	Escasos sondeos y todos parcialmente penetrantes en el mismo	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-7}
6	Representa a los afloramientos calizos, cuyo exponente más relevante es el Peñón de Salobreña	No existen puntos ensayados en esta zona	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}

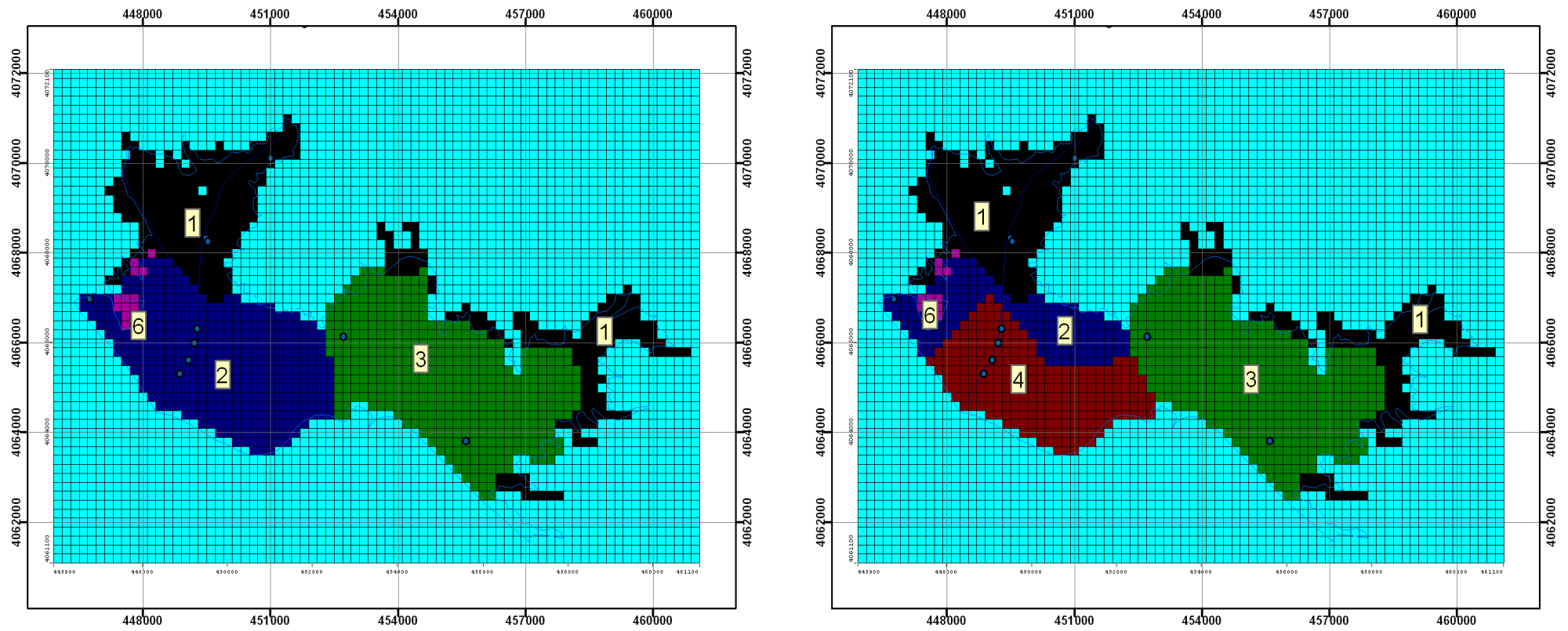


Figura A: 10. Distribución espacial de las diferentes zonas en función de las permeabilidades consideradas ven el modelo

A2.2.4.3 Recarga por infiltración

Como se ha descrito en el apartado anterior, la recarga por infiltración en este acuífero se produce principalmente por los excedentes de riego y, en menor medida, por la lluvia. Por lo tanto, los datos de recarga utilizados en la simulación proceden de estudios anteriores debido a la gran importancia que tiene la consideración de los retornos de riego en el acuífero de Motril-Salobreña. Para ello se analizaron de manera conjunta los datos meteorológicos (precipitación y temperatura) y los datos de riego en la zona identificando 8 zonas de recarga (ITGME, 1999).

Los resultados de dicho estudio se muestran en la tabla 27 en unidades de ritmo de extracción medio para cada 10 días.

Tabla 27; Estimación de recarga por riego (ITGME, 1999).

Días	RECARGA mm/día (ITGME, 1999)							
	Salobreña				Motril			
	Caña de azúcar	Cultivos tropicales	Huertas	Sin uso agrícola	Caña de azúcar	Cultivos tropicales	Huertas	Sin uso agrícola
10	1.26	0.37	0.23	0.61	1.32	1.11	0.15	0.13
20	1.92	0.84	0.34	1.92	2.29	1.56	0.29	0.36
30	1.42	0.97	0.60	0.40	1.44	0.88	0.39	0.10
40	1.60	0.83	0.77	1.89	1.64	1.51	0.45	0.46
50	1.72	1.98	1.13	2.00	1.97	1.44	0.66	0.42
60	1.42	2.18	1.48	0.98	1.65	1.24	0.80	0.30
70	1.26	1.75	1.73	0.57	1.27	0.79	0.82	0.23
80	1.89	1.44	1.93	1.51	2.17	0.78	0.83	0.43
90	1.62	0.90	2.09	0.93	1.83	0.64	0.86	0.30
100	1.46	0.86	2.16	1.38	1.89	0.54	0.85	0.31
110	2.14	1.07	2.34	0.62	2.19	0.39	0.99	0.27
120	2.37	0.78	2.50	0.95	2.42	0.52	2.79	0.30
130	1.84	0.78	2.63	0.35	2.10	0.69	1.04	0.28
140	2.49	1.32	2.74	0.98	2.90	1.00	2.88	0.23
150	2.11	2.02	2.83	0.65	2.45	0.89	1.07	0.18
160	2.11	2.21	2.98	0.68	2.04	0.95	1.06	0.20
170	1.96	1.77	2.97	0.23	1.88	0.82	0.94	0.10
180	1.77	1.74	3.01	0.32	2.11	0.95	0.85	0.09
190	0.98	1.55	2.99	0.34	0.99	0.90	0.73	0.16
200	0.31	1.23	2.84	0.12	0.39	0.73	0.57	0.04
210	0.20	1.00	2.61	0.38	0.20	1.01	0.46	0.11
220	0.34	1.29	2.39	0.66	0.20	1.13	0.40	0.13
230	0.15	2.06	2.12	0.21	0.26	1.38	0.35	0.07
240	0.12	2.15	1.89	0.22	0.27	1.48	0.29	0.07
250	0.12	1.43	1.67	0.27	0.28	1.20	0.25	0.07
260	0.06	1.28	1.42	0.08	0.42	1.34	0.21	0.01
270	0.07	1.13	1.18	0.25	0.49	1.44	0.17	0.03
280	0.32	0.66	0.99	0.04	0.73	1.11	0.13	0.00
290	2.93	0.18	0.82	0.04	1.54	1.28	0.10	0.00
300	2.47	0.00	0.68	0.03	3.09	1.38	0.08	0.00
310	1.42	0.00	0.56	0.03	1.06	1.05	0.06	0.00
320	1.51	0.00	0.46	0.02	1.49	1.24	0.04	0.00
330	2.29	0.00	0.38	0.02	1.79	1.33	0.03	0.00
340	1.40	0.00	0.32	0.23	1.49	1.13	0.03	0.00
350	1.19	0.20	0.27	0.15	1.43	1.37	0.04	0.09
360	1.27	0.23	0.23	0.03	1.30	1.44	0.04	0.00
365	2.03	0.20	0.21	0.60	1.82	1.85	0.07	0.17

Las zonas en amarillo, sin uso agrícola determinado, tienen una recarga estimada por el estudio del ITGME calculada, como se ha mencionado, por el modelo Visual-Balan V.1 sin la incorporación de dotación de riego, es decir, considerando los procesos de precipitación, evapotranspiración real, evapotranspiración potencial y escorrentía directa. Esto lo hace comparable a los cálculos realizados con el modelo WiM-Med.

A2.2.4.4 Discretización de la red hidrográfica

Como se ha visto, los diferentes estudios del balance hídrico otorgan una gran importancia a la infiltración procedente del río Guadalfeo, estimada en unos 11.5 hm³/año. Este volumen de agua penetra en el sistema acuífero de Motril-Salobreña desde el cauce del Guadalfeo a su paso por el azud del Vínculo, en donde se registran los excedentes de las aguas que no han sido derivadas para el riego.

A partir de datos registrados por CHSE del control diario de caudales utilizados para riego en la zona, se han calculado las medias mensuales de excedentes en el Azud del Vínculo para el periodo 1972-1998 (ITGME, 1999). Los resultados se muestran en la Figura A: 11 adjunta.

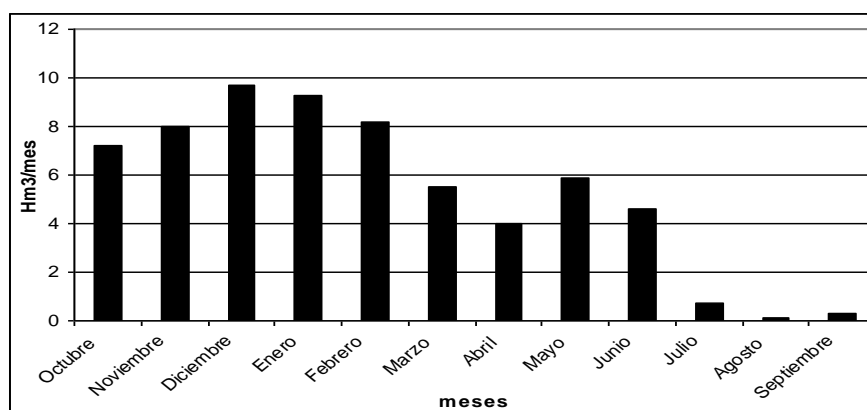


Figura A: 11. Medias mensuales de excedentes en el Azud del Vínculo para el periodo 1972-1998 (ITGME, 1999)

Para el periodo estudiado, el excedente de caudal medido en el Azud del Vínculo es de 63.4 hm³/año. La mayor parte de este caudal se infiltra, discurriendo por el subálveo hasta el mar, siendo prácticamente inexistentes los caudales superficiales en este tramo del río. Otra parte recargará al acuífero. Además del río Guadalfeo se han tenido en cuenta para esta simulación el resto de cauces, más bien ramblas, que pueden influir en la recarga o descarga del acuífero. Estas son, ordenadas según su importancia, las ramblas de Molvizar, El Puntalón, Los Álamos, Las Brujas y Villanueva.

Los parámetros requeridos por el paquete de balance de ríos, se diferenciaron para los distintos cursos de agua y se exponen en la tabla 28 en donde $H - L_r$ es la profundidad del cauce, e_r es el espesor del lecho del río y C_R es la conductancia hidráulica del lecho.

Tabla 28; Parámetros de la red de drenaje utilizados en el modelo.

Zona		(H-L _r) (m)	e_r (m)	C_R (m ² /día)
Río Guadalfeo	A. Vínculo-Población de Lóbres	1	0.2	1000
	Población de Lóbres-Cruce con R. Molvizar	1	0.2	2000
	R. Molvizar-desembocadura			1000
Ramblas de Molvizar y el Puntalón		0.1	0.3	20
Ramblas de Las Brujas, Los Álamos y Villanueva		0.05	0.3	8

Como se puede observar, existe una gran diferencia entre los diferentes cursos de agua y la permeabilidad del lecho. Para el río Guadalfeo, en donde existen pozos que explotan directamente el subálveo del río, se produce una fuerte recarga hacia el acuífero o “recarga inducida”, por lo que se definió un alto C_R en aquellas zonas en la que la explotación es de importancia, como el tramo comprendido entre la población de Lóbres y el cruce con la rambla de Molvizar, en donde se concentran las explotaciones por bombeo más importantes del acuífero.

A2.2.4.5 *Discretización de manantiales*

En la configuración del modelo se han considerado los manantiales existentes al pie de la Peña de Salobreña, más concretamente, las surgencias existentes en la cara suroeste y sur de la misma.

A2.2.4.6 *Discretización de las entradas subterráneas*

Las entradas subterráneas han sido estudiadas desde diferentes perspectivas. La mayoría de los estudios agrupan esta recarga del acuífero en dos unidades principales:

La recarga procedente del subálveo del río Guadalfeo en su paso por el Azud del Vínculo, cuyo flujo se estima entre los 15 y 25 hm³/año. En el modelo anterior creado para el acuífero de Escalate, no se han tenido en cuenta las entradas y salidas correspondientes al aluvial del Guadalfeo.

La entrada subterránea procedente de la Unidad Hidrogeológica de Escalate tiene un flujo estimado comprendido entre los 3 y 6 hm³/año. En el apartado anterior correspondiente a la simulación del acuífero de Escalate se obtuvieron resultados para esta descarga de 5.36 hm³/año.

Para la simulación de las entradas subterráneas se ha impuesto la condición de contorno de caudal fijo para cada una de las unidades descritas mediante la utilización del paquete de pozos de Visual-Modflow (WELL Package) de la siguiente manera:

- Subálveo de río Guadalfeo: 5 pozos de caudal constante de 8220 m³/día, asignando un valor de 15 hm³ anuales, repartidos uniformemente a lo largo del aluvial del Guadalfeo en el Azud del Vínculo.
- Entrada en la unidad de Escalate: 5 pozos con caudal 2740 m³/día de manera que se asigna una entrada anual de 5 hm³. Estos pozos se sitúan en la zona central y occidental del límite con el acuífero de Escalate. Esta condición de contorno incluye la infiltración constante que discurren por el coluvial de la rambla de Molvízar.

En total se simula una entrada lateral subterránea de 20 hm³/año, próxima a los 17.5 hm³/año estimada en el estudio “Investigación Hidrogeológica para el apoyo a la Gestión Hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada)” (ITGME, 1.988).

A2.2.4.7 *Explotaciones por bombeo*

En la simulación se ha contemplado la información correspondiente al control mensual de los bombeos que se producen en los puntos de mayor explotación del acuífero a partir de la información obtenida en el estudio “*Actualización del conocimiento Hidrogeológico de la Unidad 06.21 Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero*” (ITGME, 1999), en donde se obtuvieron los datos de explotación mediante la realización de encuestas directas a los propietarios y control del consumo de energía eléctrica.

Las extracciones por bombeo suelen presentar una gran variabilidad anual, tanto en lo que respecta al abastecimiento, como al regadío, ya que la disponibilidad de agua procedente de ríos y embalses en años secos se reduce notablemente con lo que se recurre a la explotación del acuífero para suplir estas carencias.

En el acuífero existen baterías de sondeos de emergencia, construidas a finales de los años noventa y diseñadas para cubrir el abastecimiento en los núcleos de la costa granadina en época de sequía. Este hecho provoca que la variabilidad de las extracciones para abastecimiento, dependiendo de la entrada en funcionamiento o no de estas baterías de sondeos, sea muy alta, si bien en condiciones de años medios y húmedos, la media extraída suele ser bastante constante. Los puntos considerados han sido 47 y su situación puede observarse en la Figura A: 12.

En lo referente a las extracciones para abastecimiento, el IGME calcula una media para el periodo 1.985/92 del orden de 2.8 hm³ que es inferior a las extracciones calculadas para el año 2.001, que se cifran en 3,4 hm³.

En cuanto a los bombeos para regadío, la variabilidad es mayor, ya que en años húmedos y medios las extracciones son mucho menores debido a la disponibilidad de agua procedente de derivaciones en el Río Guadalfeo. Por lo tanto, y a diferencia de lo que ocurriría en los bombeos para abastecimiento, las extracciones agrícolas del año 2001 son despreciables pues se dispuso durante todo el año de caudales suficientes procedentes del Río Guadalfeo; sin embargo, la media para el periodo 1.985/92, que incluye un grupo de años secos, fue de 5.9 hm³/año.

Por último, las extracciones industriales son las que menor variabilidad presentan y se restringen fundamentalmente a la Industria Papelera del Mediterráneo con una extracción media anual para el periodo 1985/92 del orden de 6.3 hm³ y a la Azucarera Guadalfeo con una extracción mucho menor, de unos 0.15 hm³/año.

Periodo	Abastecimiento	Regadío	Industria	Total
1985/92	2.8	5.9	6.3	15
2001	3.4	despreciable	6.3	9.7

Así, las extracciones totales para el año 2001 fueron de unos 9.7 hm³, un 35% inferiores a la media estimada para el periodo 1985/92, debido fundamentalmente a que 2001 fue un año más húmedo que el periodo 1985/92.

Para el modelo matemático, se representó la situación de un año medio teniendo en cuenta los controles sistemáticos utilizados entre los años hidrológicos 1985/86 y 1991/92. El volumen total de extracciones asciende a 14 hm³/año.

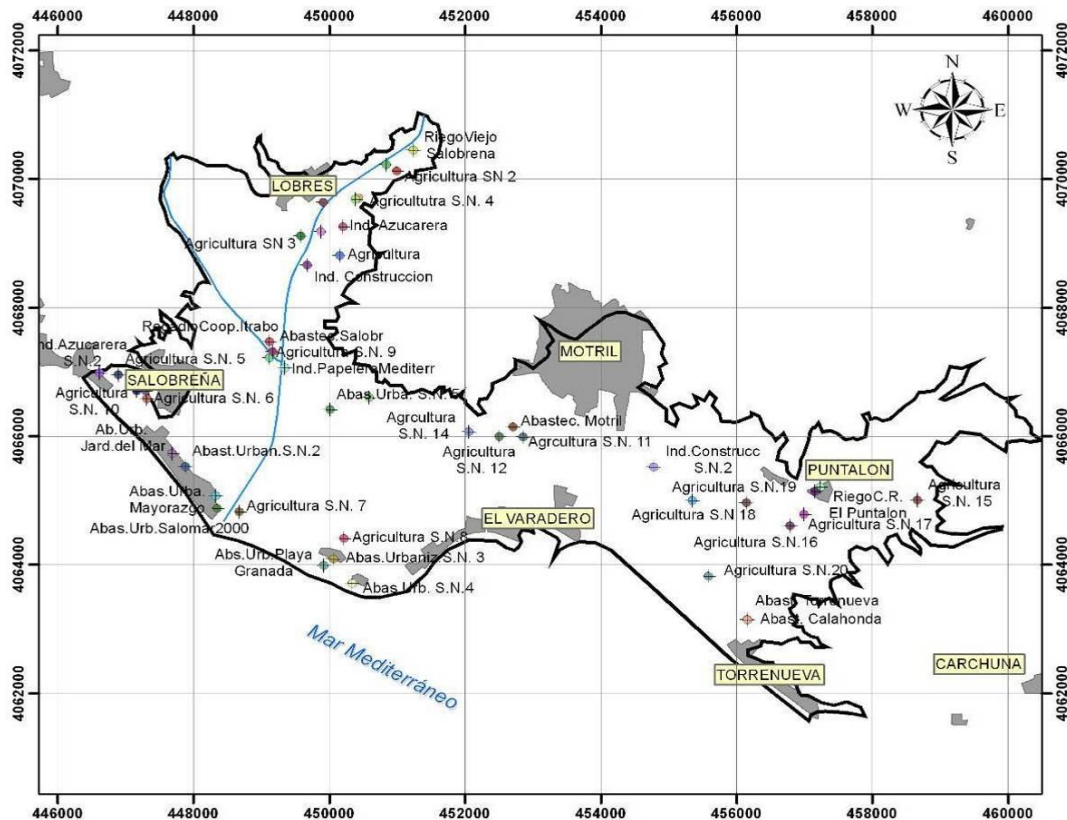


Figura A: 12. Distribución de los pozos de extracción simulados en el modelo de Motril-Salobreña.

A2.2.4.8 Descargas al mar

Como se en el anejo 1 dedicado a la descripción del balance hídrico en el acuífero, los diferentes autores que han estimado las descargas ocultas al mar, acotan su cuantía entre los 22 y 45 hm³/año. La mayor parte de estos estudios se basan en la consideración de un determinado gradiente hidráulico y una transmisividad para una porción limitada de costa y aplicar la ley de Darcy para estimar el volumen de descarga. Otras estimaciones consideran simplemente las salidas hacia el mar como diferencia del balance hídrico resultante.

A2.2.5 Simulación del año medio

Los resultados obtenidos proporcionan una base para la comprensión del comportamiento del balance hídrico y del funcionamiento hidráulico de la Unidad Hidrogeológica de Motril Salobreña. Estos resultados serán importantes a la hora de estudiar los efectos de otros fenómenos externos (eventos, regulación del caudal del Guadalfeo, cuantificación de la intrusión de la cuña salina...).

A2.2.5.1 Calibración piezométrica

La distribución piezométrica estacional calculada en el apartado anterior corresponde a un proceso de interpolación. Ha sido necesario, por lo tanto, calibrar la piezometría utilizada como potencial inicial del sistema, la correspondiente a la estación de otoño, en una primera simulación para, en una simulación posterior, reutilizarla como potencial inicial más adaptado a los efectos que los diferentes componentes del balance hídrico ejercen sobre el sistema con el fin de obtener datos más realistas en el balance hídrico del acuífero. En la simulación inicial se pudo comprobar cómo el ajuste entre las distribuciones calculada y observada era muy bueno para todos los puntos de observación, tal y como se puede ver en la Figura A: 13, en donde los resultados estadísticos para el periodo inicial, otoño, fueron:

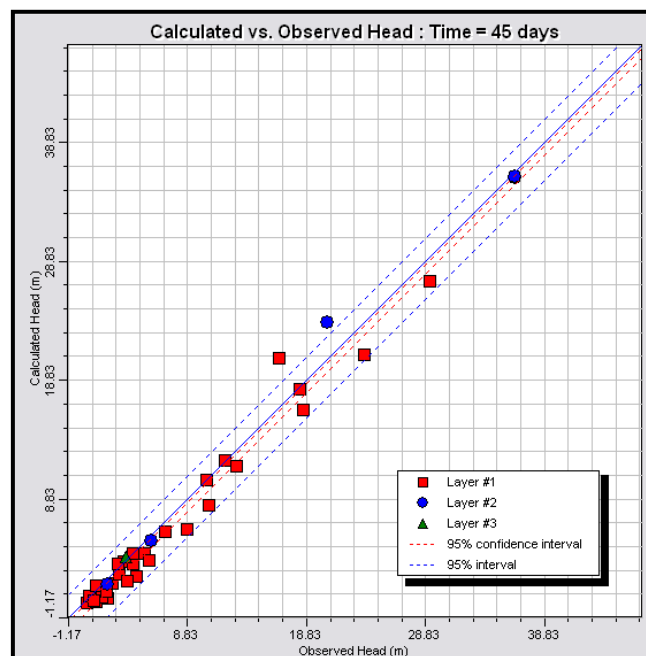


Figura A: 13. Niveles calculados con respecto a los observados para los tiempos de observación correspondientes a la primera simulación

Tabla 29; Errores cometidos en la simulación de Motril-Salobreña

Coefficiente de correlación:	0.991
Error medio:	-0.652 (m)
Error absoluto medio:	1.058 (m)
Error estándar de la estimación:	0.196 (m)
Desviación estándar:	1.416 (m)
Desviación estándar normalizada:	3.93 %

En un principio, los datos obtenidos correspondientes al balance hídrico se alejaban sensiblemente de la realidad y el almacenamiento del sistema era constantemente decreciente. Todo esto indica que la superficie utilizada, al tratarse de una interpolación, no se encontraba debidamente ajustada a las irregularidades que ejercen los diferentes agentes del balance hídrico.

Para la simulación posterior se utilizó la piezometría resultante correspondiente al último paso de tiempo de la primera simulación. Los datos obtenidos para esta segunda simulación fueron más realistas en cuanto al balance hídrico del acuífero aunque las correlaciones entre puntos calculados y observados fueron más bajas y se detectaron algunos pozos de observación con residuos muy elevados

Los resultados definitivos se muestran en la Figura A: 14 y se corresponden con los 4 pasos de tiempo utilizados en la calibración: Otoño (t=45), Invierno (t=135), Primavera (t=225) y Verano (t=315).y los resultados estadísticos en la tabla 29.

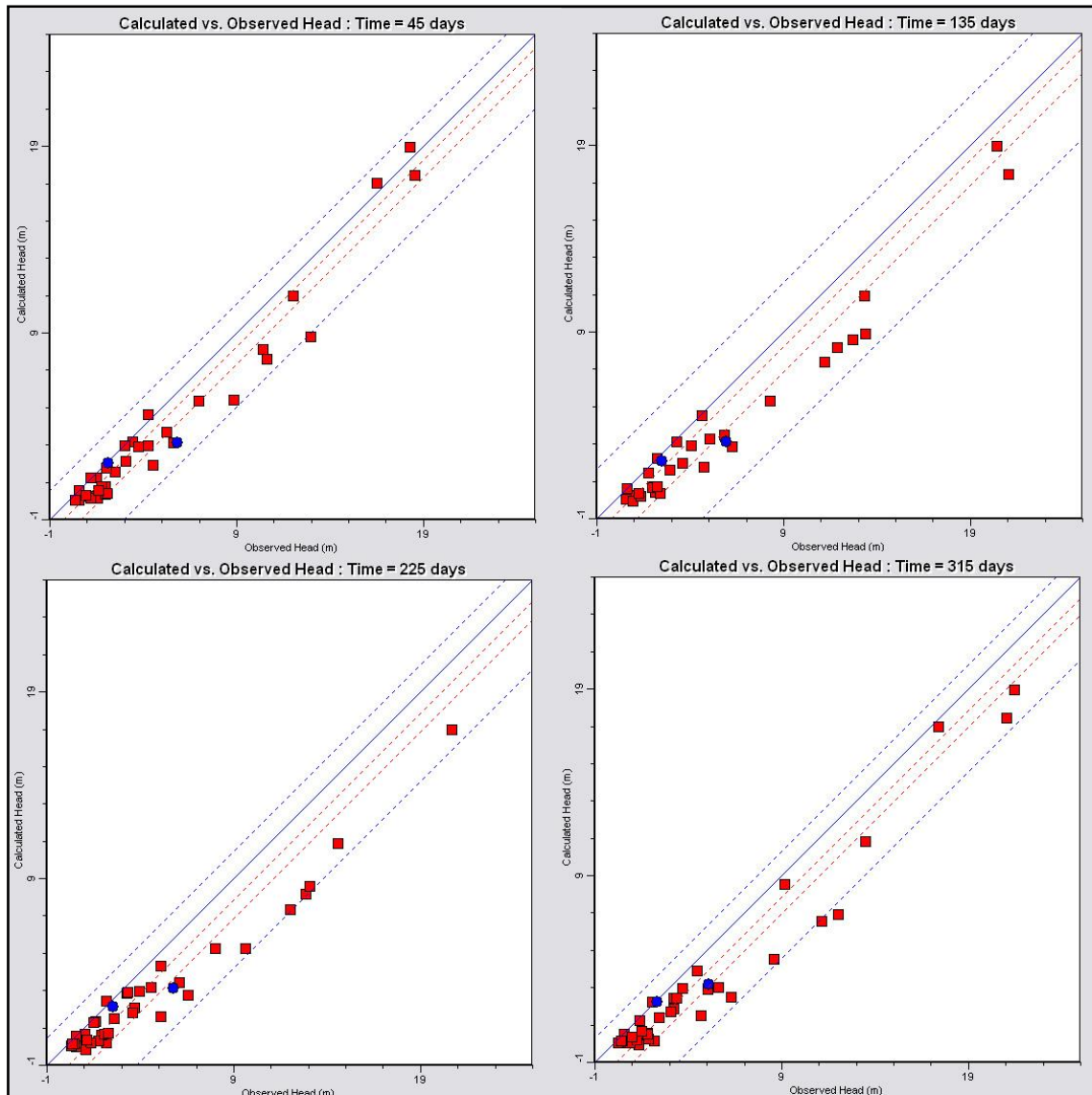


Figura A: 14; Niveles calculados con respecto a los observados para los tiempos de observación correspondientes a la segunda simulación

Tabla 30; Resultados estadísticos de residuos en la simulación de Motril-Salobreña

	T=45	T=135	T=225	T=315
Error medio	-1.99 m	-1.47 m	-1.65 m	-1.58 m
Error absoluto medio	1.28 m	1.86 m	1.66 m	1.59 m
Error estándar de la estimación	0.19 m	0.29 m	0.23 m	0.22 m
Desviación estándar	1.66 m	2.29 m	2.19 m	2.11 m
Desviación estándar normalizada	5.79 %	9.04 %	7.11 %	7.00 %
Coefficiente de correlación	0.984	0.997	0.977	0.984

Los pozos de observación que presentaron mayor residuo fueron los situados en las inmediaciones del río Guadalfeo (194440021, 194440029, 194440028, 194400001) debido a las condiciones de explotación existentes en esa zona y a las dificultades en conocer con exactitud el régimen de bombeo, que influye de manera notable en el nivel medido en estos pozos. Además, las altas permeabilidades en esta zona confieren al entorno menor inercia y una respuesta más rápida en los cambios de la superficie

piezométrica. Hay que tener en cuenta que los datos de los niveles piezométricos se corresponden en muchos casos a medias de series históricas. Las diferencias llegaron a alcanzar los 10 metros en algunos casos.

A2.2.5.2 Evaluación de la recarga

Como se ha mencionado, estudios anteriores asignaban como agentes principales de la recarga, las debidas a las entradas laterales subterráneas, la mayoría procedentes de la entrada situada en el azud del Vínculo, cifrándola en torno a $17.5 \text{ hm}^3/\text{año}$ (ITGME, 1988), y a la infiltración procedente de los excedentes de riego. En menor medida se encontraría la precipitación, con una cifra aproximada de $16.9 \text{ hm}^3/\text{año}$ y la recarga formada por la percolación procedente de cursos de agua superficial con una cantidad anual de $12.9 \text{ hm}^3/\text{año}$, en donde 11.5 proceden solo y exclusivamente de la infiltración desde el Guadalfeo (ITGME, 1988).

Por otra parte, para la configuración de este modelo matemático se ha predeterminado como entrada la recarga por infiltración, obtenida a partir de estudios precedentes en donde se ha estudiado el año medio, y las entradas subterráneas laterales que se han simulado a partir de las estimaciones de otros autores. De esta manera, la recarga procedente del río Guadalfeo, y en menor medida la correspondiente a los otros cursos de agua, junto con la intrusión marina, tan importante en el estudio de acuíferos costeros, se corresponden con resultados de recarga propios del modelo.

A2.2.5.2.1 Recarga por infiltración

La recarga por infiltración procedente del retorno de riego y de la lluvia aportan al sistema un total de $16.37 \text{ hm}^3/\text{año}$, representando el total del 34.38 % de la recarga.

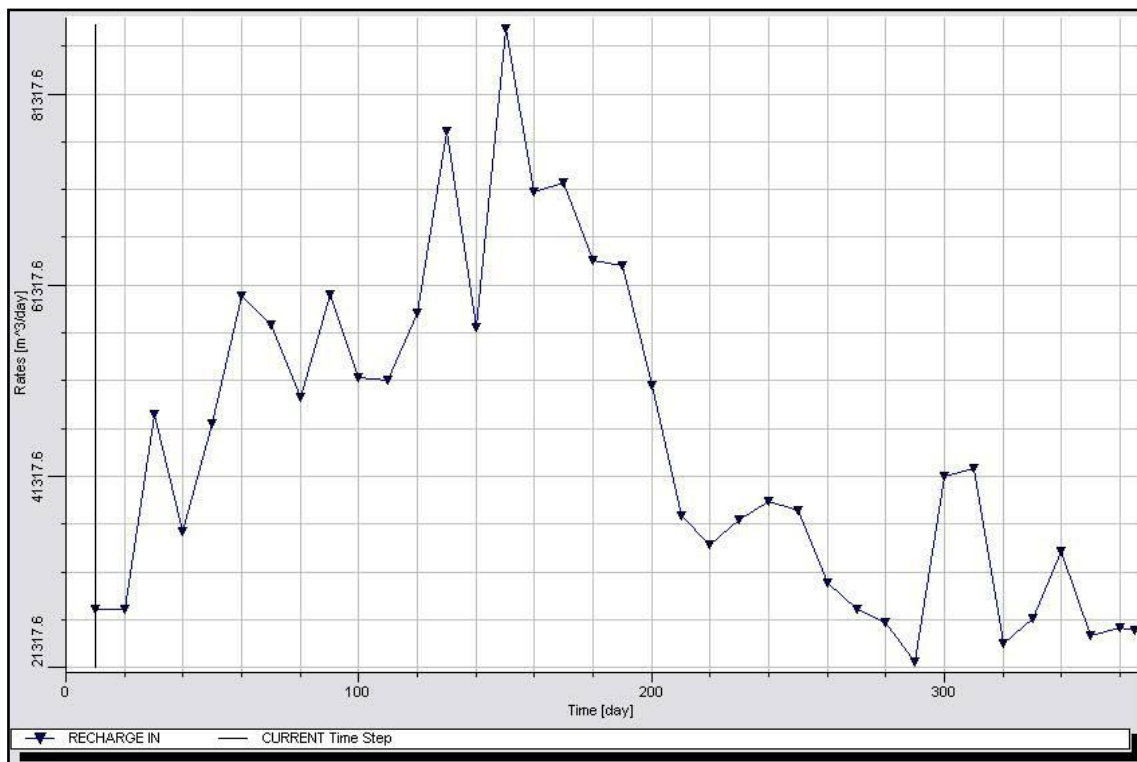


Figura A: 15. Evolución temporal de la recarga por infiltración en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

Como se puede ver en la Figura A: 15 correspondiente a los resultados obtenidos con modelo, el máximo se alcanza en invierno debido a las dotaciones de riego a manta que se realizan para los cultivos de caña de

azúcar y huertas en esas fechas. En verano se registra un pequeño máximo debido a los riegos efectuados para la caña de azúcar.

A2.2.5.2.2 Entradas subterráneas

Como se mencionó en el apartado anterior, las entradas subterráneas al sistema se han simulado bajo la condición de contorno de caudal constante con caudales que se corresponden con 15 hm³/año representando al aluvial del Guadalfeo en el azud del Vínculo, 3 hm³/año representando la entrada de la Unidad Hidrogeológica de Escalate y 2 hm³/año, que se corresponden con las entradas por infiltración simuladas para la rambla de Molvizar.

En la Figura A: 16 pueden observarse los resultados obtenidos para las entradas subterráneas simuladas con un caudal constante de 50.496.2 m³/día lo que da un total de 18.43 hm³/año. Por lo tanto se contabilizan 18,43 hm³/año, representando el 38.5 % de la recarga del sistema, cifra ligeramente superior a la estimada en otros estudios.

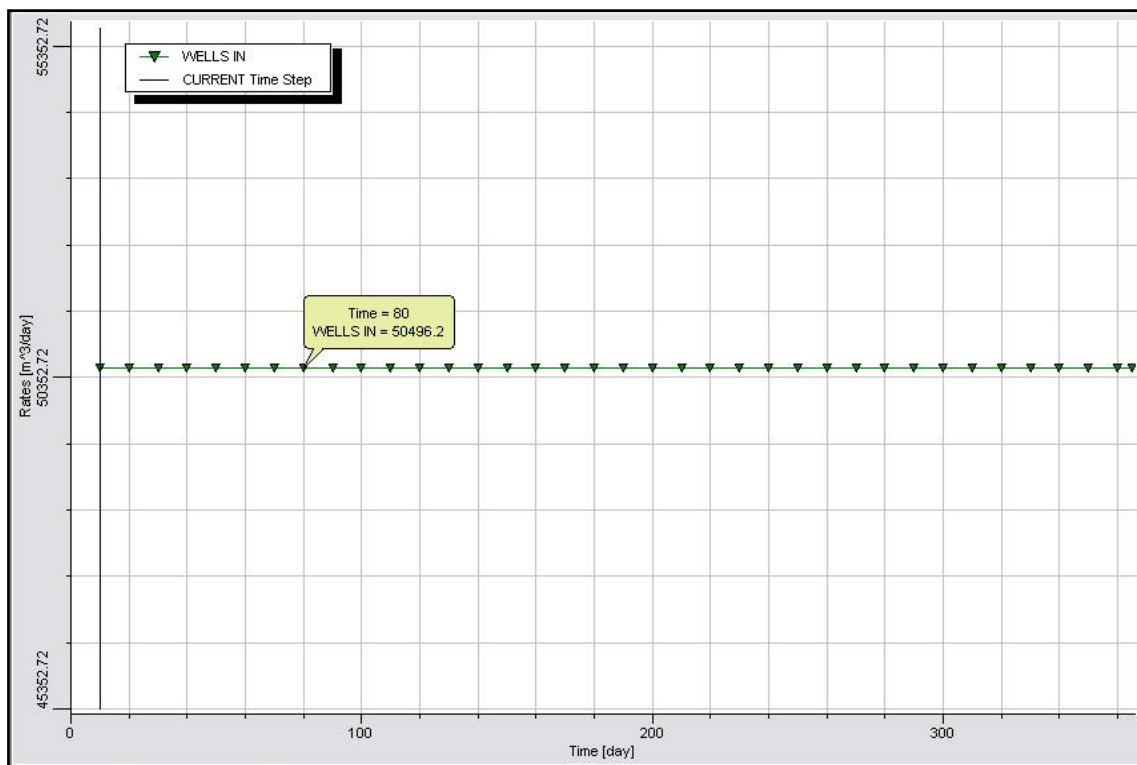


Figura A: 16. Evolución temporal de la recarga subterránea en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW

A2.2.5.2.3 Recarga procedente de cursos de agua superficiales

La recarga procedente de la red hidrográfica representa el 26% de la recarga con un total de 12.8 hm³/año cifra que se acerca mucho a otras estimaciones. Como se observa en la Figura A: 17 de resultado del modelo, la infiltración permanece constante la mayor parte del año con un caudal de infiltración de 43200 m³/día, es decir, 15.76 hm³/año. El resto del caudal, no simulado, se infiltra hacia el aluvial del río en todo el tramo y termina directamente en el mar.

Esta cantidad corresponde en su mayor parte a entradas procedente del río Guadalfeo, por lo que el siguiente análisis se realizará directamente sobre este curso de agua.

En verano esta cifra se reduce para ajustarse al caudal de entrada asignado como input en el modelo y correspondiente a la entrada en el azud del Vínculo. Es decir, en época estival, el modelo simula la entrada de la totalidad de los caudales superficiales del río Guadalfeo, es decir, el aluvial descarga directamente en el acuífero y no en el mar.

La simulación da como resultado una infiltración constante hacia el acuífero cuantificada en 43200 m³/día. La mayoría de estos caudales son extraídos en el aluvial del Guadalfeo por las diferentes comunidades de regantes para uso agrícola e introducidos en esta simulación como recarga (retorno de riegos).

A partir del mes de julio, los caudales entrantes desde el azud del Vínculo llegan en su totalidad al acuífero.

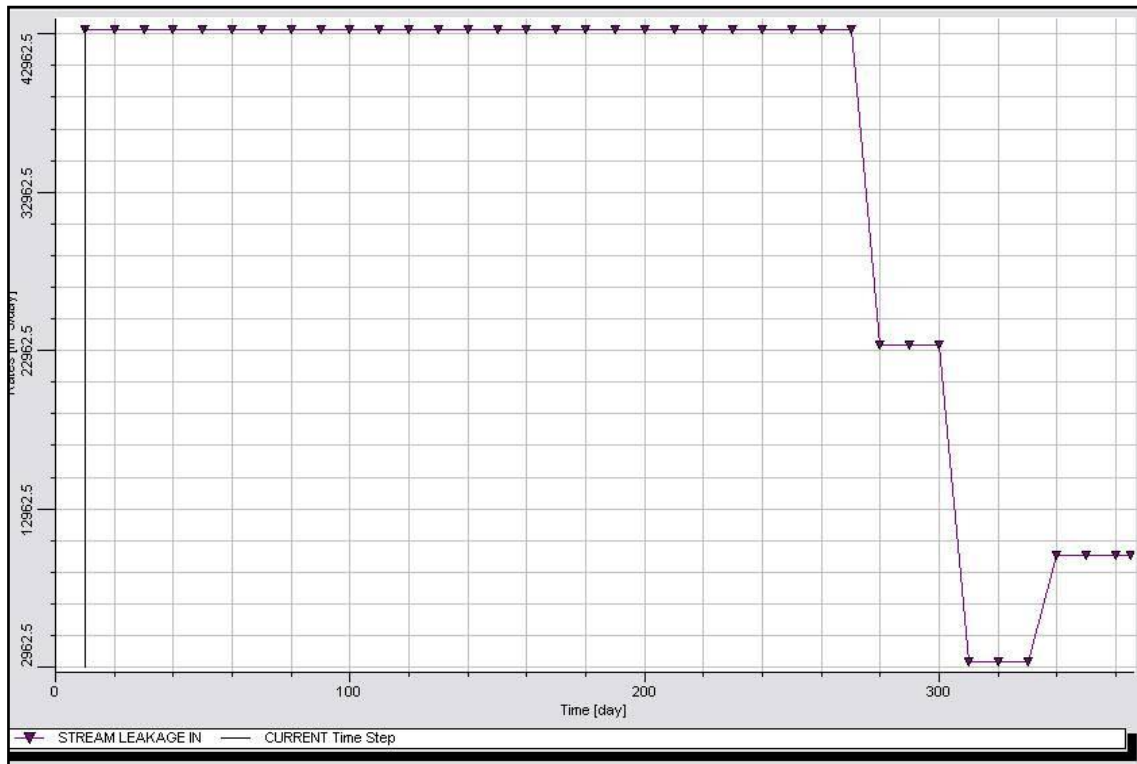


Figura A: 17. Evolución temporal de la recarga procedente de la red hidrográfica en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

A2.2.5.2.4 Recarga por intrusión marina

Se produce una ligera recarga por intrusión marina cuantificada en 18071 m³/año, es decir 0.018 hm³ de entrada anual, representando tan solo el 0.03 % de la recarga total del sistema.

Como se observa en la Figura A: 18, esta entrada está muy localizada en la época de finales del invierno y es debida a una recarga inducida por la extracción de los pozos situados en la costa. La entrada máxima se produce en primavera con un caudale entrante de 181.5 m³/día.

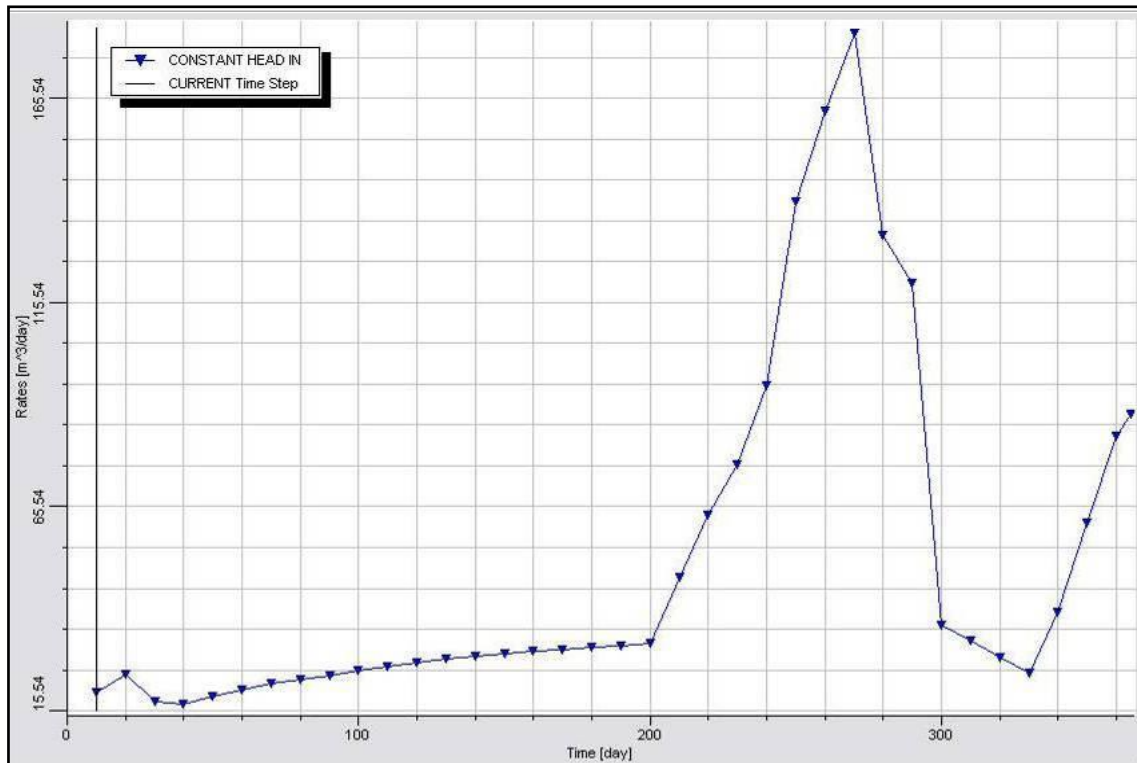


Figura A: 18. Evolución temporal de la recarga por intrusión marina en el acuífero de Motril-Salobreña

A2.2.5.3 Evaluación de la descarga

De la misma manera que se explicó para la recarga, la entrada considerada para el caso de las descargas del sistema ha sido la explotación de pozos por bombeo, cuyo volumen es conocido. De esta manera, las descargas del acuífero hacia el mar, las descargas a través de manantiales y las correspondientes en la red hidrológica son resultados de la simulación.

A2.2.5.3.1 Bombeo en pozos y sondeos

La extracción procedente de los pozos y de los sondeos existentes en el acuífero representa el 29.7 % de la salida total del sistema con 14 hm³/año.

Como se observa en la Figura A: 19 de resultado del modelo, las mayores extracciones se producen en otoño y sobre todo, en verano, en donde el ritmo de extracción total alcanza los 78356 m³/día. Las extracciones permanecen relativamente constantes desde finales de otoño hasta principios de primavera con un caudal de explotación medio de 20000 m³/día.

La mayoría de las extracciones se concentran en los alrededores del río Guadalfeo desde la confluencia de la rambla de Molvizar hacia arriba influyendo, por tanto en la infiltración que se produce desde el río hacia el acuífero (recarga inducida). El resto de las explotaciones de importancia se reparten por la costa ejerciendo una gran influencia, como se vio en el apartado anterior en la recarga por intrusión marina.

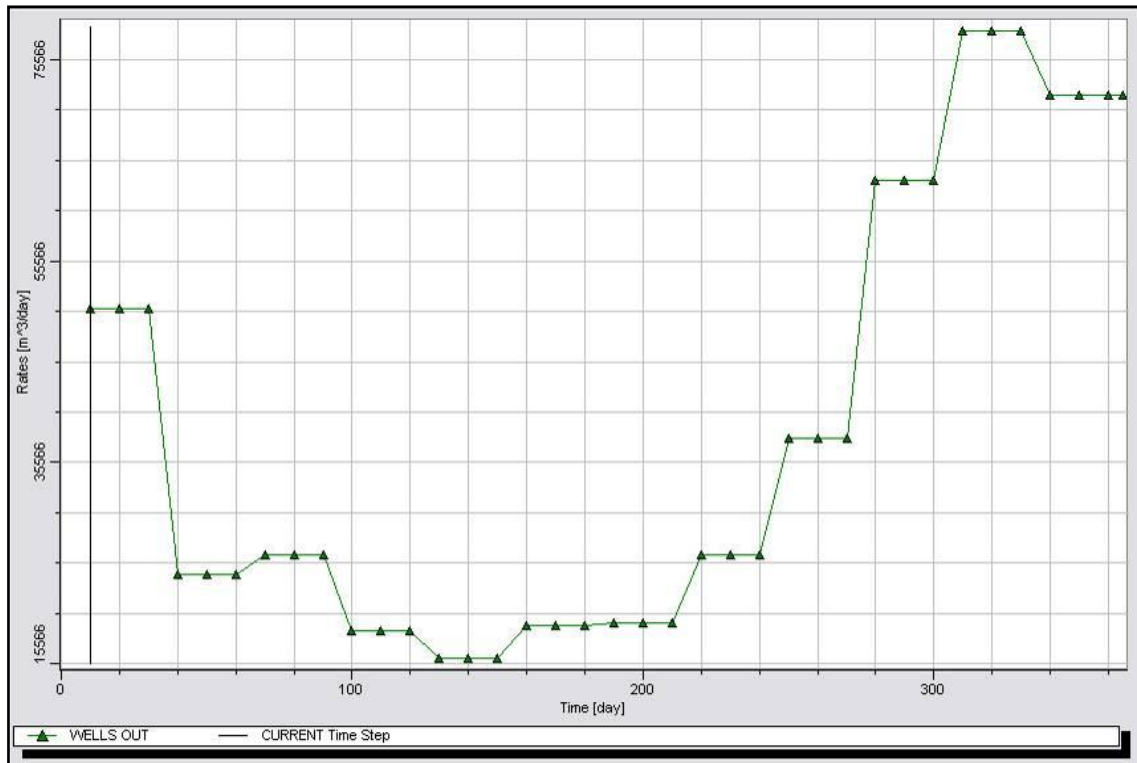


Figura A: 19. Evolución temporal de las extracciones por bombeo en pozos y sondeos en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

A2.2.5.3.2 Descarga al mar

Son con diferencia las mayores salidas del sistema con un total de 32.5 hm³/año y representando el 69.27 % de las salidas del sistema.

Como se puede observar en la Figura A: 20 de resultado de la simulación, la máxima descarga del sistema hacia el mar se produce durante los meses de otoño e invierno, alcanzando caudales de 95000 m³/día.

Se puede observar una cierta relación en la evolución temporal de la descarga hacia el mar y la recarga. Esto pone de manifiesto la gran influencia que tiene en el sistema la recarga procedente, principalmente, del retorno de riegos.

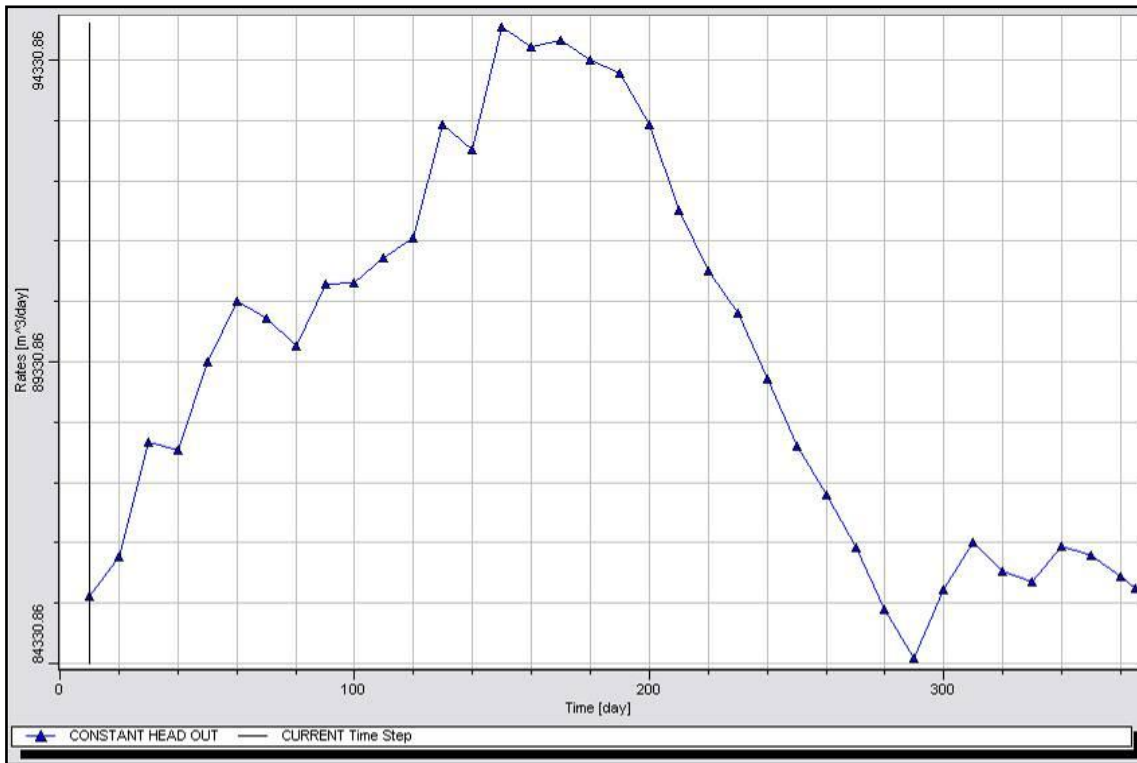


Figura A: 20; Evolución temporal de las salidas al mar del sistema en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

En la Figura A: 21 puede observarse claramente esta relación.

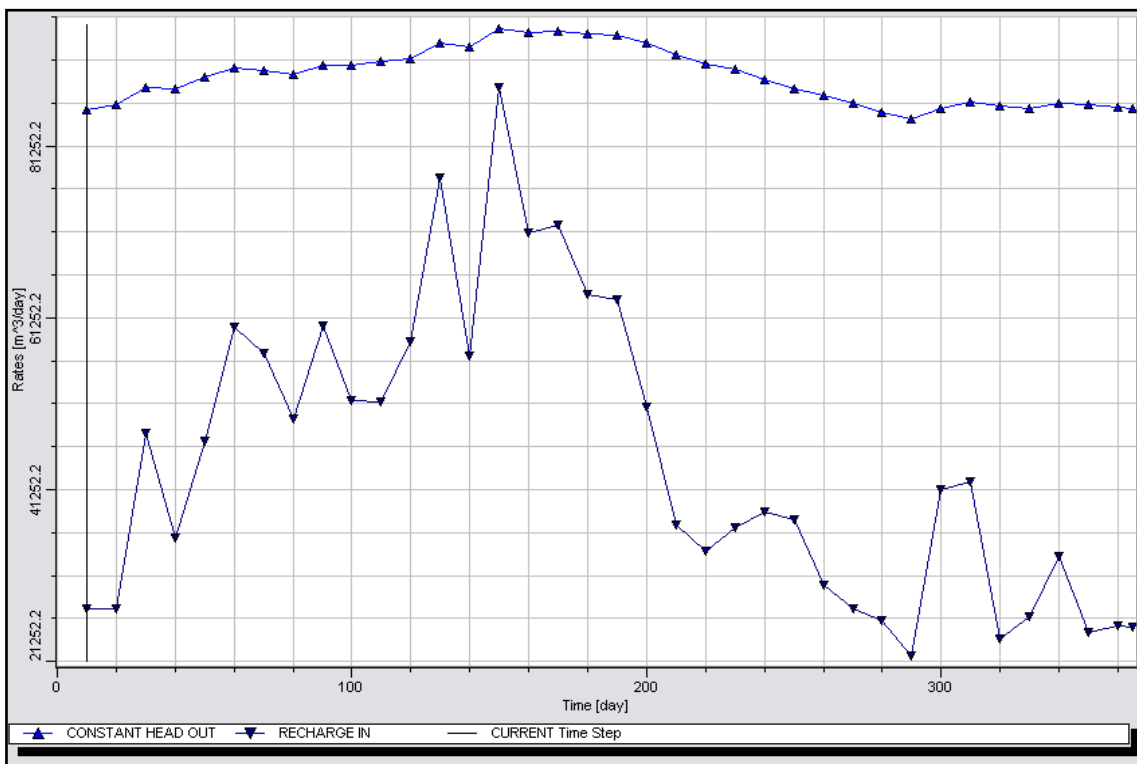


Figura A: 21; Comparativa entre las descargas hacia el mar y la recarga por infiltración en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

a) **Descarga en la red hidrográfica**

La descarga del acuífero en los cursos superficiales de agua, representa tan solo el 0.01 % de las descargas totales con $0.047 \text{ hm}^3/\text{año}$. La evolución temporal de esta descarga puede observarse en la Figura A: 22 en donde se aprecia un ligero descenso del caudal infiltrado hacia el río desde el mes de otoño, con un máximo de $160 \text{ m}^3/\text{día}$, hasta el mes de verano, con un mínimo de $100 \text{ m}^3/\text{día}$. El río Guadalfeo concentra prácticamente la totalidad de esta infiltración, localizada en las zonas más bajas del río.

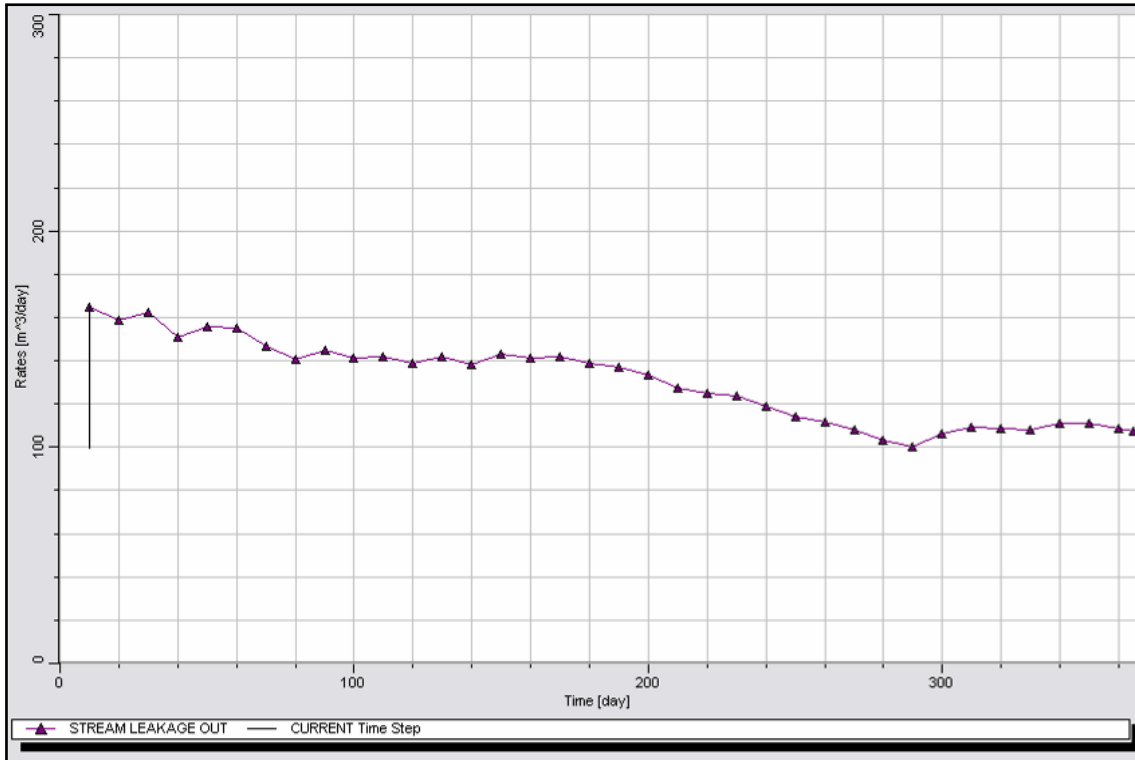


Figura A: 22. Evolución temporal de las descargas hacia la red hidrográfica en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

b) **Descarga en manantiales**

Los manantiales han sido representados para esta simulación al pie de Salobreña. Los caudales simulados son bastante inferiores a los estimados, que cifran su descarga total anual entre $5-10 \text{ hm}^3/\text{año}$, resultando una cifra muy constante a lo largo del año de $1200 \text{ m}^3/\text{día}$, con un total de $0.42 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Como ya se ha explicado en el apartado de discretización de los manantiales, las estimaciones anteriores incluyen explotaciones en minas y galerías por lo que no son comparables con los resultados de esta simulación. En la Figura A:23 se puede observar la evolución temporal de los caudales descargados en el manantial del peñón de Salobreña. La variación anual es muy pequeña con un máximo de 1230 y un mínimo de $1130 \text{ m}^3/\text{día}$, encontrando dos máximos relativos en las estaciones de invierno, donde se registra el caudal máximo, y en verano con un máximo relativo de $1170 \text{ m}^3/\text{día}$.

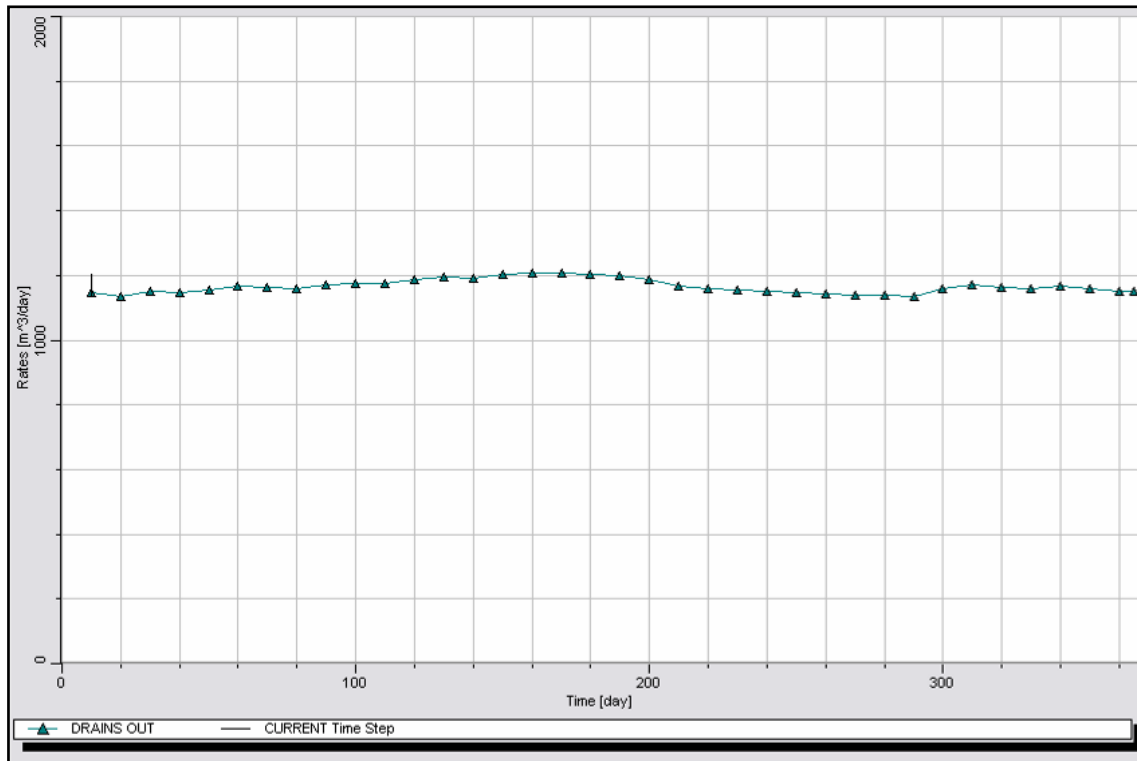


Figura A:23. Evolución temporal de las descargas en los manantiales en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW

A2.2.5.4 Resumen del balance simulado

Los recursos totales, recargas y descargas, correspondientes al balance hídrico de esta simulación se cifran en 47.61 hm³/anuales, similares a las estimadas en el estudio realizado por el ITGME en 1988 “*Investigación hidrogeológica para el apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*”.

La diferencia evaluada entre la recarga y la descarga refleja la evolución en el almacenamiento del acuífero. En la Figura A: 24 se puede observar la evolución temporal de esta diferencia y en la tabla 31 correspondiente a la evolución temporal de los componentes del balance hídrico acumulado. Como puede observarse, la diferencia tiene un valor acumulado de 0.595 hm³/anuales, lo que representa tan solo el 1.25 % de los recursos totales del sistema y se puede considerar una desviación aceptable teniendo en cuenta la incertidumbre asociada a la evaluación de dichos recursos.

Tabla 31; Evolución temporal de los componentes del balance hídrico acumulado (datos en m³)

Tiempo (días)	Intrusión marina	Entradas subterráneas (incluye infiltración de Molvizar)	Infiltración	Recarga por ríos	TOTAL RECARGA	Tiempo (días)	Salidas al mar	Explotaciones por pozos y sondeos	Manantiales	Descarga en la red hidrográfica	TOTAL DESCARGAS
10.00	142.14	504961.97	273990.63	432000.00	1211094.74	10.00	848658.13	514313.88	11812.20	1679.23	1376463.43
20.00	369.69	1009923.94	547981.25	863999.94	2422274.82	20.00	1707178.88	1022261.69	23210.66	3293.55	2755944.78
30.00	568.15	1514885.88	1026021.13	1296000.00	3837475.16	30.00	2580702.00	1530209.50	34661.96	4917.16	4150490.62
40.00	740.39	2019847.75	1381550.75	1728000.38	5130139.27	40.00	3458696.00	1774364.00	46140.11	6460.64	5285660.74
50.00	922.60	2524809.50	1849798.00	2160000.75	6535530.85	50.00	4347467.00	2018518.50	57664.79	8015.64	6431665.93
60.00	1122.55	3029771.50	2451814.00	2592000.75	8074708.80	60.00	5246969.00	2262673.00	69283.51	9569.97	7588495.48
70.00	1337.50	3534733.50	3023578.75	3024000.75	9583650.50	70.00	6148023.00	2526373.75	80933.94	11058.62	8766389.31
80.00	1565.12	4039695.50	3518656.00	3456000.75	11015917.37	80.00	7045397.00	2790074.50	92556.13	12482.95	9940510.58
90.00	1803.57	4544658.00	4121375.50	3888000.75	12555837.82	90.00	7948167.50	3053775.25	104238.56	13921.64	11120102.95
100.00	2051.85	5049620.50	4638275.50	4320000.50	14009948.35	100.00	8853786.00	3241649.25	115973.39	15342.25	12226750.90
110.00	2310.18	5554583.00	5152200.50	4751999.50	15461093.18	110.00	9762921.00	3429523.25	127725.54	16764.68	13336934.47
120.00	2578.94	6059545.50	5736686.50	5183998.50	16982809.44	120.00	10674899.00	3617397.25	139541.80	18156.58	14449994.62
130.00	2857.82	6564508.00	6511383.50	5615997.50	18694746.82	130.00	11600698.00	3778863.25	151461.25	19566.10	15550588.60
140.00	3145.15	7069470.50	7079978.50	6047996.50	20200590.65	140.00	12529509.00	3940329.25	163399.47	20957.34	16654195.06
150.00	3439.19	7574433.00	7960974.50	6479995.50	22018842.19	150.00	13471217.00	4101795.25	175401.09	22373.26	17770786.60
160.00	3738.76	8079395.50	8672059.50	6911994.50	23667187.76	160.00	14416644.00	4294686.00	187451.42	23790.83	18922572.25
170.00	4042.96	8584357.00	9392107.00	7343993.50	25324500.46	170.00	15362633.00	4487576.50	199512.83	25206.69	20074929.01
180.00	4351.14	9089320.00	10031125.00	7775992.50	26900788.64	180.00	16306743.00	4680467.00	211562.08	26601.56	21225373.64
190.00	4663.29	9594283.00	10665150.00	8207991.50	28472087.79	190.00	17248658.00	4876653.50	223577.05	27979.26	22376867.81
200.00	4980.99	10099246.00	11173463.00	8639991.00	29917680.99	200.00	18184660.00	5072840.00	235486.94	29330.99	23522317.93
210.00	5392.87	10604209.00	11545292.00	9071990.00	31226883.87	210.00	19108594.00	5269026.50	247236.89	30631.15	24655488.54
220.00	5951.61	11109172.00	11886709.00	9503989.00	32505821.61	220.00	20021378.00	5532424.00	258856.98	31896.84	25844555.83
230.00	6657.55	11614135.00	12254784.00	9935988.00	33811564.55	230.00	20926042.00	5795821.50	270417.88	33145.45	27025426.82
240.00	7528.03	12119098.00	12641003.00	10367987.00	35135616.03	240.00	21820700.00	6059219.00	281932.94	34349.93	28196201.87
250.00	8759.15	12624061.00	13017676.00	10799986.00	36450482.15	250.00	22704250.00	6438223.50	293404.44	35509.76	29471387.70
260.00	10298.15	13129024.00	13319385.00	11231985.00	37690692.15	260.00	23578922.00	6817228.00	304845.53	36636.57	30737632.11
270.00	12036.13	13633987.00	13592940.00	11663984.00	38902947.13	270.00	24444968.00	7196232.50	316255.59	37728.09	31995184.18
280.00	13488.02	14138950.00	13853026.00	11897314.00	39902778.02	280.00	25301458.00	7831580.50	327637.88	38780.99	33499457.36
290.00	14706.12	14643913.00	14072352.00	12130644.00	40861615.12	290.00	26148930.00	8466928.00	339002.47	39792.85	34994653.32
300.00	15141.69	15148876.00	14485458.00	12363974.00	42013449.69	300.00	26999720.00	9102274.00	350511.47	40825.01	36493330.48
310.00	15484.46	15653839.00	14906893.00	12397305.00	42973521.46	310.00	27859718.00	9886142.00	362179.59	41904.36	38149943.95
320.00	15787.45	16158802.00	15145114.00	12430636.00	43750339.45	320.00	28720144.00	10670010.00	373828.09	42994.82	39806976.92
330.00	16050.58	16663765.00	15409875.00	12463967.00	44553657.58	330.00	29577722.00	11453878.00	385420.22	44075.74	41461095.96
340.00	16364.89	17168726.00	15744785.00	12563967.00	45493842.89	340.00	30438360.00	12174774.00	397042.50	45171.71	43055348.21
350.00	16893.99	17673686.00	15990515.00	12663967.00	46345061.99	350.00	31300308.00	12895670.00	408653.81	46287.24	44650919.06
360.00	17642.97	18178646.00	16244820.00	12763967.00	47205075.97	360.00	32159566.00	13616566.00	420204.63	47385.57	46243722.20
365.00	18071.82	18431126.00	16370729.00	12813966.00	47633892.82	365.00	32587818.00	13977014.00	425962.59	47925.56	47038720.16

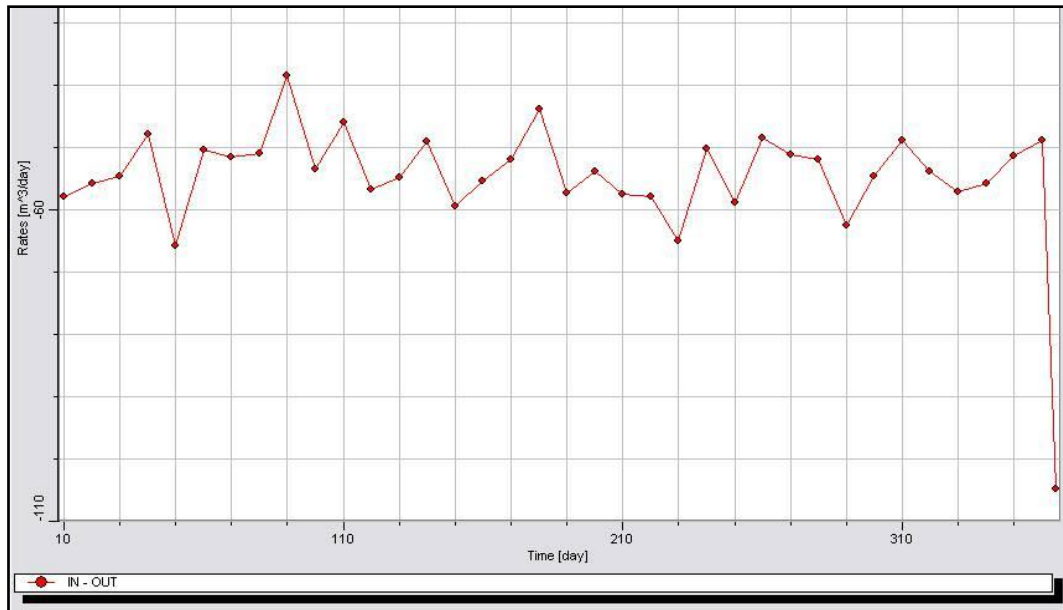


Figura A: 24. Diferencias en el balance hídrico en el acuífero Motril-Salobreña simulado con MODFLOW

Por lo tanto, con el fin de resumir los resultados de esta simulación, se presentan los datos correspondientes al balance hídrico comparándolos con el citado estudio del ITGME de 1988.

Tabla 32; Resultados de la simulación en Motril-Salobreña.

		ITGME (1.988) (hm ³ /año)	Simulación MODFLOW (hm ³ /año)	%
RECARGA	Infiltración procedente de la precipitación	despreciable	16.37	34.36
	Retorno de riegos	16.9		
	Infiltración del río Guadalfeo	11.5	12.81	26.89
	Infiltración en otros cursos de agua	1.4		
	Entradas subterráneas bajo el Azud del Vínculo	15.5	16,43	34.49
	Entradas subterráneas desde la U.H. de Escalate	-		
	Infiltración en el aluvial de Molvizar	2	2	4.19
	Intrusión marina	-	0.018	0.037
	Total entradas al sistema	47.3	47.63	100
DESCARGA	Bombes	17.1	13.98	29.7
	Manantiales	-	0.42	0.89
	Descargas en la red hidrográfica		0.047	0.01
	Salidas subterráneas al mar	30.2	32.58	69.27
	Total salidas del sistema	47.3	47.03	100
	Error	-	0.6	

A2.2.5.5 Dirección del flujo

En la Figura A: 25 se observa que la dirección general del flujo del acuífero es descendente acorde con las salidas hacia el mar. Existe un flujo convergente en la intersección de la rambla de Molvizar con el río Guadalfeo debido a la fuerte influencia de las extracciones que tienen lugar en esa zona como los de la Industria azucarera del Mediterráneo. Esta Industria ha anunciado su cierre para el año 2006 con lo que las extracciones en esta zona disminuirán ejerciendo sin duda cambios en el flujo para el futuro.

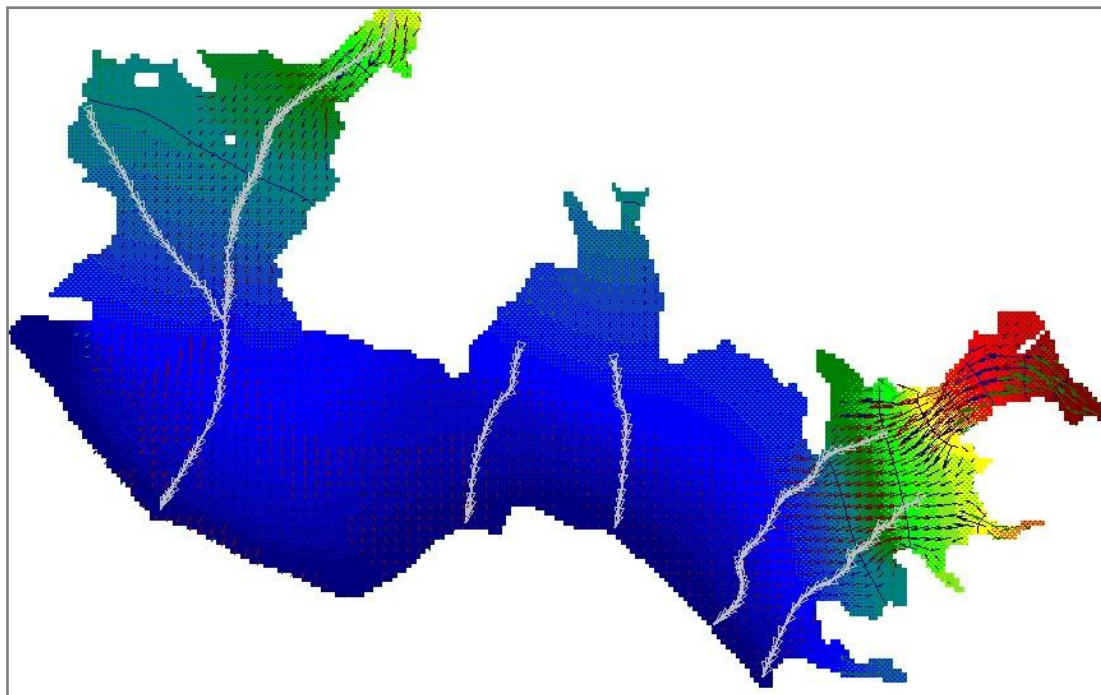


Figura A: 25; Dirección del flujo simulado en el acuífero de Motril-Salobreña.

A2.2.5.6 Simulación a escala de evento

Igual que en los casos anteriores, se ha realizado una simulación a escala de evento para el modelo creado en el acuífero de Motril-Salobreña, con el objetivo de evaluar la respuesta del sistema ante un suceso puntual.

A diferencia que en casos anteriores, el acuífero de Motril-Salobreña presenta unas características especiales ya que se trata de un sistema muy modificado por la acción humana, en donde las extracciones en pozos y los retornos de riegos son muy importantes. Si bien estas acciones se han tenido en cuenta en la simulación del año medio con el fin de obtener unas condiciones de contorno más ajustadas a la realidad, para la simulación del evento se ha considerado más conveniente estudiar la respuesta del sistema sin el efecto de los riegos ni de las extracciones por bombeo, es decir, en condiciones naturales.

Exceptuando esta diferencia, el resto de condiciones de contorno y condiciones iniciales del sistema son exactamente iguales que en el caso del año medio, en el momento de ocurrencia del evento (límites del acuífero, piezometría inicial, parámetros hidráulicos, etc...).

A2.2.5.7 Caracterización del evento

El evento seleccionado es el mismo que en los casos anteriores, con inicio el 13/11/2002 y de 12 días de duración. La caracterización del mismo para el acuífero de Motril-Salobreña se ha realizado

a partir de las estaciones meteorológicas de Salobreña (Vega del Guadalfeo) y Motril. Los datos de precipitación obtenidos se han utilizado para la simulación, considerando un 40 % de infiltración, igual que para el acuífero de Escalate.

Los resultados se exponen en la Figura A: 26.

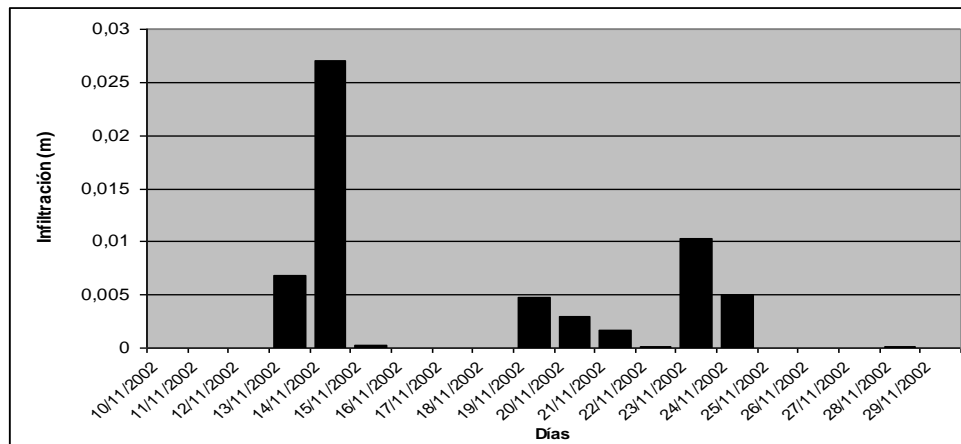


Figura A: 26; Evolución de la infiltración producida por el evento en el acuífero de Motril-Salobreña.

A2.2.5.8 Resultados obtenidos

La respuesta del sistema queda patente en las salidas más importantes del sistema que, para el caso de Motril-Salobreña, son la salida al mar y los manantiales ya que, como se ha explicado, las extracciones por bombeo han quedado excluidas.

Como se observa en la Figura A: 27, el flujo saliente al mar experimenta una respuesta importante condicionada por la ocurrencia del evento. De 84.700 m³/día, se produce un incremento importante en el inicio del evento que lleva hasta 101808 m³/día, es decir, un flujo máximo de 1,17 m³/s. Además, la repuesta ante el evento es muy rápida por lo que los máximos alcanzados en el flujo saliente al mar coinciden con los máximos del evento el día 15/11/2002 (tiempo de simulación $t = 5$) y el día 24/11/2002 (tiempo de simulación $t = 14$). El tiempo de recuperación del sistema es ligeramente superior al tiempo utilizado en la simulación. Este tiempo ha sido calculado en 90 días a partir de la última entrada producida por el evento.

La respuesta en los manantiales (Figura A: 27), de menor magnitud que la anterior, es también muy clara y coherente con la evolución del evento. Se produce un máximo de 1.386 m³/día el día 15/11/2002 (tiempo de simulación $t=5$) y de 1325 m³/día el día 24/11/2002 (tiempo de simulación $t = 14$).

Se puede observar que el estado inicial es superior al estado al que tiende el sistema para alcanzar el equilibrio. Este estado inicial corresponde a errores en el proceso de incorporación de la superficie piezométrica inicial tomada del modelo simulado para el año medio. Al simularse los manantiales con elementos puntuales (drenes en MODFLOW) estos errores son muy influyentes en el flujo inicial del sistema. No ocurre lo mismo con elementos lineales como los ríos o zonas de potencial constante.

El tiempo de respuesta en todo caso puede estimarse para los manantiales en 75 días, a partir de la última entrada producida por el evento.

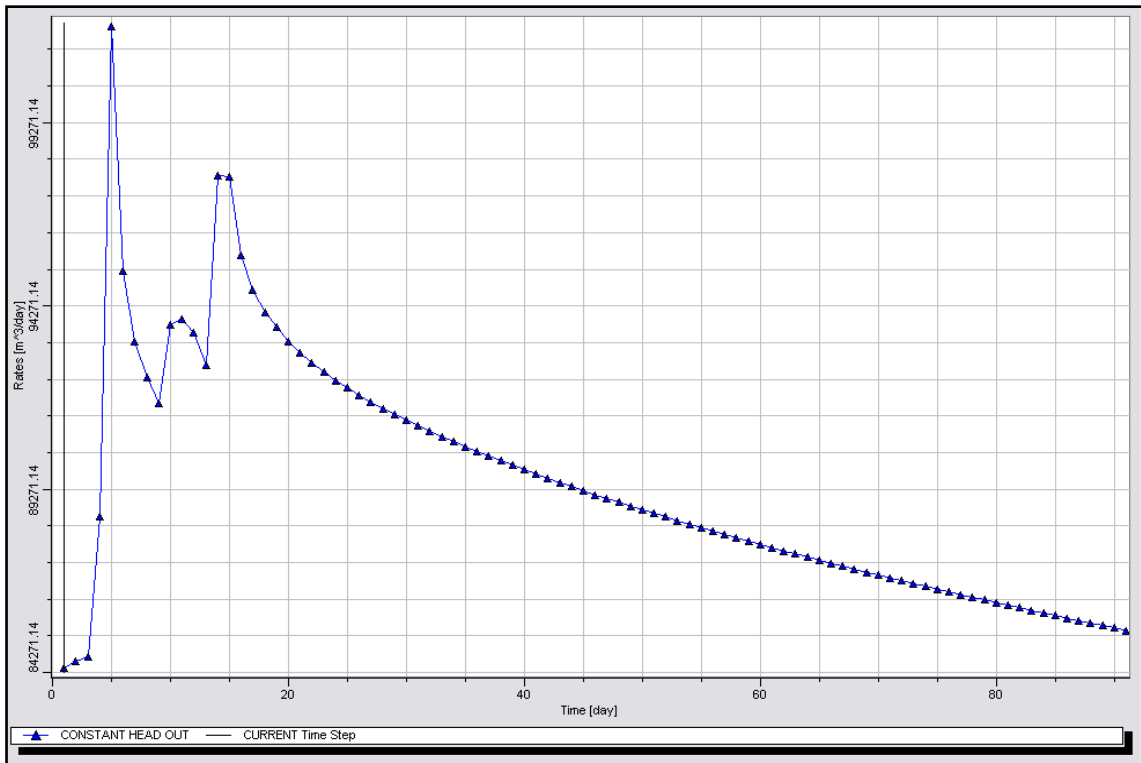


Figura A: 27; Evolución de la respuesta al evento de la salida al mar en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

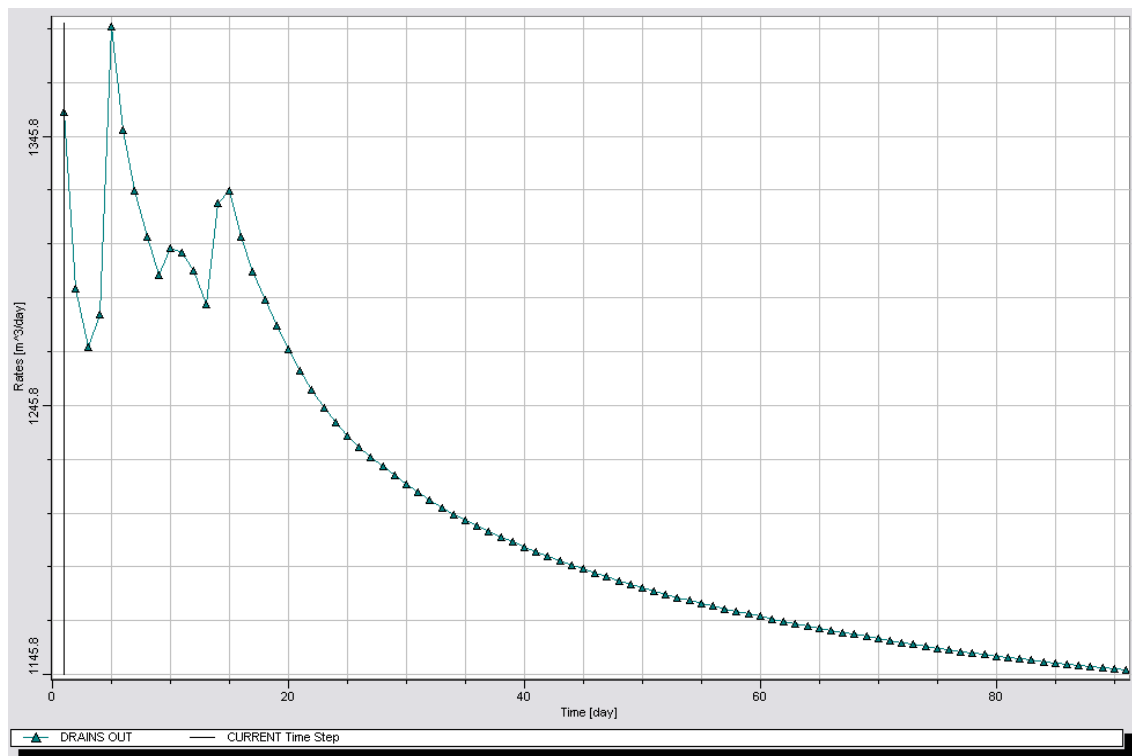


Figura A: 28; Evolución de la respuesta al evento de la salida en manantiales en el acuífero de Motril-Salobreña simulado con MODFLOW.

Anejo 3

El Modelo WiM-Med

A3.1 Introducción

El programa denominado Gestión Integrada de Cuencas en Entorno Mediterráneo (WiM-Med, de *Watershed Integrated Management*) es la primera versión de un modelo hidrológico completo, distribuido y de base física, pensado para una aplicación de carácter general en cualquier tipo de cuenca. El apellido Mediterráneo de esta versión responde a que el modelo ha sido aplicado, por el momento, en cuencas de este tipo. Su desarrollo se inició con el Proyecto Guadalfeo, estudio enfocado a la gestión integral de una cuenca mediterránea del sur de España, y por ello contempla con especial detalle los procesos más peculiares de esta región, como son la torrencialidad en las lluvias junto a la semiaridez y el riesgo de sequía. El modelo es el resultado de la colaboración entre el Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales de la Universidad de Granada y el Grupo de Hidrología e Hidráulica Ambiental de la Universidad de Córdoba.

Este modelo hidrológico se construye a partir de la integración de los siguientes módulos:

- Simulación de variables meteorológicas, incluyendo distribución temporal e interpolación espacial.
- Interceptación de la precipitación.
- Fusión de nieve.
- Infiltración-escorrentía.
- Balance de agua en suelo.
- Circulación superficial en ladera.
- Acuíferos superficial y profundo.
- Circulación en cauce y embalse.

A partir de los datos meteorológicos de precipitación, temperatura, radiación solar, velocidad del viento, presión de vapor y emisividad de la atmósfera, junto con ciertas propiedades físicas de la cubierta, del suelo y del subsuelo, el modelo es capaz de ofrecer resultados sobre el valor instantáneo o la evolución de las variables de estado y flujos principales de cada uno de los modelos enumerados. Estos pueden ser representados como mapas para el caso de variables distribuidas o como valores en el caso de variables puntuales o distribuidas pero agregadas en el espacio. Tanto la escala espacial como la escala temporal de los resultados pueden ser elegidas por el usuario del programa en función de las necesidades particulares de su estudio. En este mismo sentido, el programa WiM-Med permite escoger el grado de profundidad de la simulación para activar o desactivar los distintos módulos que lo componen y no efectuar cálculos innecesarios.

El modelo WiM-Med es en principio un modelo aplicable en cualquier cuenca independientemente de clima y meteorología, de sus características edafológicas y litológicas y de su latitud. Pero ya que su desarrollo se ha basado en las condiciones existentes de la cuenca del Río Guadalfeo, contempla ciertas particularidades de este entorno que con otros modelos no son convenientemente simuladas. Ello lo hace especialmente aplicable a las cuencas andaluzas y, más en general, a cualquier cuenca seca, con cierto carácter de semiaridez, en un entorno mediterráneo. Este programa se erige en una herramienta propia idónea para la gestión hidrológica en el litoral mediterráneo español.

A3.2 Interpolación de variables meteorológicas

La aplicación de cualquier modelo hidrológico distribuido requiere disponer de las variables meteorológicas de una forma igualmente distribuida, espacialmente en cada tramo de estudio, y temporalmente para cada estado considerado. Sin embargo, el paso de una borrasca se concreta en unos datos meteorológicos de precipitación, temperatura, radiación solar, humedad y velocidad del viento en unos puntos concretos de la cuenca a la escala temporal de registro en cada estación, por lo que es necesario realizar un proceso previo de cara a la obtención de datos meteorológicos distribuidos espacial y temporalmente. En el caso de cuencas montañosas las estaciones de medida rara vez recogen la heterogeneidad del ya de por sí terreno complejo, por lo que los métodos geoestadísticos habituales no son los más idóneos, siendo necesario emplear algoritmos de interpolación que consideren explícita o implícitamente la topografía y demás agentes que influyan en la distribución espacial y temporal de las variables climatológicas (Susong *et al.*, 1999; Herrero *et al.*, 2007), destacando entre todos ellos la altitud (Herrero, 2007).

Por tanto, el primer paso fue crear a partir de las medidas registradas unos algoritmos de generación de la distribución espacial de las variables meteorológicas de entrada, cada uno a la escala temporal característica de la variable modelada para posteriormente realizar la interpolación temporal necesaria para disponer de los valores de cada variable para cada estado de cálculo. Este último aspecto también constituye una característica diferencial con respecto a los modelos disponibles ya que los patrones temporales de las variables consideradas o bien se generan a partir de distribuciones sintéticas derivadas en la zona de desarrollo del modelo o se introducen directamente a la escala deseada, lo cual puede suponer en el primer caso una fuente de error cuando se aplica el modelo en latitudes distintas a aquellas en las que se desarrollaron dichas distribuciones sintéticas, y en el segundo caso, un consumo de recursos informáticos excesivo cuando la escala de cálculo no se corresponde con la de registro de los datos sino que requiere menor nivel de detalle temporal.

A3.2.1 Temperatura

La temperatura es una variable clave en la caracterización de la nieve y los procesos de evaporación. El desarrollo del algoritmo de interpolación de la temperatura se puede encontrar en Herrero (2007). Según Agnew y Palutikov (2000), la distribución espacial de la temperatura en un instante dado a escala local se puede explicar a través de un grupo reducido de variables, tales como altitud y latitud, no obstante en cuencas medianas la influencia de la latitud es mucho menor que la de la altitud, de ahí que a menudo se desprece. Por tanto, se descompone la variabilidad espacial en dos componentes, uno vertical y otro horizontal (Herrero *et al.*, 2007). El componente vertical se describe a través de una relación lineal para cada estado de la temperatura con la elevación estimada a través de métodos de errores mínimos cuadrados para capturar el efecto de la orografía. A continuación se calculan los residuos o desviaciones de cada estación a la relación lineal obtenida que posteriormente se interpolan por el método de la inversa de la distancia ponderada con las tres estaciones más cercanas, gracias a la distribución espacial coherente de los mismos, para determinar

el componente horizontal de la variabilidad. Finalmente los valores de los residuos interpolados se suman al valor de la temperatura en cada celda estimado en función de su altura de acuerdo al gradiente lineal tal y como hicieron con anterioridad otros autores (Susong *et al.*, 1999; Garen y Marks, 2005). Para la distribución horaria se emplearon los valores máximos y mínimos diarios como variables descriptoras, ya que el ajuste de éstas con la altura es más lineal que el de los valores horarios, influidos por la radiación solar instantánea (Chung y Yun, 2004), y se ajustaron hasta 6 distribuciones sintéticas. Finalmente se optó por una modificación a la distribución sintética de la temperatura propuesta por Parton y Logan (1981), incluyendo la influencia de la radiación solar instantánea a partir de la variable duración del día.

A3.2.2 Precipitación

La precipitación es la variable de mayor impacto en hidrología debido a su contribución a la cantidad total de agua disponible en el sistema hidrológico. En áreas montañosas, a la naturaleza estocástica de esta variable hay que añadir la influencia de la topografía en su distribución espacial. Los detalles del algoritmo de interpolación se encuentran en Herrero (2007). Al igual que en el caso de la temperatura, la altitud es el factor con mayor influencia a escala local en la distribución espacial de la precipitación (Agnew y Palutikov, 2000; Goovaerts, 2000). La precipitación aumenta con la altura principalmente debido a los efectos orográficos del terreno montañoso que hacen que el aire ascienda y se den procesos de condensación por enfriamiento adiabático (Goovaerts, 2000). Sin embargo a diferencia de la temperatura, la correlación de la precipitación con la altura es significativa a una escala temporal mayor, la de evento, de ahí que se obtuviesen las relaciones lineales de la precipitación con la elevación a dicha escala temporal (Herrero *et al.*, 2007). Una vez obtenido el gradiente lineal, el procedimiento es similar al de la temperatura, interpolación de los residuos e integración con dicho gradiente. Para la obtención de valores horarios no es posible fijar un patrón fijo como en el caso de la temperatura, sino que el cálculo se realiza en dos fases pasando en primer lugar de evento a valores diarios, y a continuación de diarios a horarios. Por tanto, se calcula el porcentaje de precipitación para cada día del evento en las estaciones y se interpola por el inverso de la distancia, obteniendo valores diarios en cada celda. A continuación, previamente se han establecido unas áreas de influencia en torno a cada punto de control en cada uno de los cuales se han determinado los patrones horarios de la precipitación, patrones que se aplican según el caso a la precipitación diaria de las celdas comprendidas en cada área de influencia.

A3.2.3 Radiación

La radiación solar juega un papel muy importante en el modelado hidrológico en ambientes semiáridos ya que es una variable clave para la circulación de agua en la atmósfera (Chow, 1964). A escala local, los gradientes latitudinales originados por los movimientos de rotación y translación son bien conocidos, sin embargo a menor escala, además de la nubosidad, la topografía determina la distribución de la radiación que llega a un punto y la variabilidad en la pendiente y orientación además de las sombras emitidas por los agentes topográficos, pueden originar fuertes gradientes locales de esta variable (Dubayah, 1994) con influencia significativa entre otros en los balances de masa y energía en la capa de nieve. La carencia de medidas de calidad para la interpolación de esta variable ha llevado al uso de modelos para la comprensión de los gradientes espaciales y temporales a escala local. Hasta ahora, la mayoría de los modelos distribuidos y semi-distribuidos no modelan los fenómenos atmosféricos de una forma explícita y por lo general estiman la radiación considerándola constante en cada subcuenca o simplemente aplican cálculos estadísticos sencillos para la extrapolación de las medidas puntuales a escala de cuenca. Sin embargo para la estimación de la radiación incidente en superficies inclinadas, es necesario realizar previamente la separación en

sus componentes directa y difusa, especialmente en zonas montañosas en las que las estaciones de registro son escasas y la radiación solar cambia mucho en distancias muy cortas. Por otro lado, la consideración de los efectos del terreno en los trabajos de interpolación de radiación solar es esencial y además diferente en cada componente.

De este modo, se desarrollaron series temporales de superficies de radiación solar mediante algoritmos relativamente sencillos a partir de datos de entrada limitados y fáciles de obtener consistentes en registros diarios de radiación global recogida en las tres estaciones de la RIA en la zona, se identificaron los factores con mayor influencia en la distribución espacial de cada componente y se elaboraron los algoritmos necesarios para representar su distribución espacial y temporal a escala de cuenca considerando el efecto de los agentes topográficos circundantes.

Dado que para el cálculo de radiación diaria en una superficie inclinada, se requiere en primer lugar la separación de la componente difusa de la radiación total horizontal (Iqbal, 1978), se aplicó la correlación empírica obtenida por Jacovides *et al.* (1996) para la estimación de la radiación difusa a partir de la global en términos del índice de claridad medio diario (C_{cl}), el cociente entre radiación global R_g y extraterrestre R_o (la cantidad que se recibiría en ausencia de atmósfera). Los valores del C_{cl} en cada estación meteorológica se interpolaron mediante el método de la inversa de la distancia al cuadrado (*IDW*), considerando que su distribución espacial es homogénea a lo largo de la cuenca. Una vez se dispone del C_{cl} a escala de celda y con la radiación extraterrestre disponible igualmente a dicha escala espacial, la obtención de los valores de radiación directa y difusa es inmediata. Para la distribución horaria de la radiación solar se distribuyen los valores diarios de cada componente de acuerdo con la posición del sol, es decir, siguiendo la distribución temporal de la radiación extraterrestre a lo largo del día. Una vez calculados los valores horarios se transforman para su determinación en superficies inclinadas (Iqbal, 1978) y finalmente se considera la influencia de los agentes topográficos siguiendo las ideas de Dozier *et al.* (1981).

A3.2.4 Presión de vapor y velocidad del viento

En cuanto al resto de variables meteorológicas, humedad relativa a través de la presión de vapor, velocidad del viento y radiación de onda larga, a través de la emisividad atmosférica, no se han generado por el momento algoritmos propios de interpolación espacial y temporal ya que la distribución de las estaciones con registros disponibles de las mismas hasta la fecha no ha permitido la generación de un gradiente a escala de cuenca. Por tanto se consideran los registros diarios constantes a lo largo de cada día y para su distribución espacial se aplican métodos directos como el del inverso de la distancia al cuadrado.

A3.2.5 Evapotranspiración

El cálculo de la evapotranspiración es fundamental para la planificación regional y manejo del riego, estudios de operación de embalses, diseño de capacidades en canales, estudios de predicción del potencial agrícola, predicción de los efectos de cambio de uso del suelo en las masas de agua, etc (Hargreaves y Allen, 2003; Irmak *et al.*, 2003).

En este caso, dado que el objetivo es obtener una medida de la demanda evaporativa en una cuenca, se calcula únicamente la evapotranspiración para un cultivo de referencia estándar, *ETP*. Para ello, existen numerosas ecuaciones empíricas o semiempíricas en función de las variables climatológicas disponibles pero el recomendado como método estándar tanto para los cálculos de cara a estimaciones de necesidades hídricas por parte de los cultivos, como para evaluar la precisión

de otros métodos es la ecuación de Penman-Monteith (Allen, 1986; Stefano y Ferro, 1997; Gavilán *et al.*, 2006). La forma general de la ecuación es (Allen, 1986):

$$E_T = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma}E_0 \quad (\text{E. 6.2-3})$$

siendo E_T la evapotranspiración (mm/día); Δ la pendiente de la curva de presión de vapor calculada a la temperatura media del aire (kPa/°C); γ la constante psicrométrica (kPa/°C); R_n la radiación neta en mm/día de equivalentes de agua; G la densidad de flujo de calor en el suelo en mm/día de equivalentes de agua; y E_0 el término del transporte aerodinámico (mm/día).

Para “estandarizar” las condiciones y poder despreciar la influencia del cultivo o las características del suelo en el cálculo de la ET , se definió la superficie de referencia como la ocupada por un cultivo hipotético de 0.12 metros de altura, un coeficiente de resistencia media superficial de 70 s/m y albedo de 0.23, equivalente a una extensión de césped de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando completamente el suelo y bien regada (Shuttleworth, 1993; Pereira *et al.*, 1999). Bajo estas condiciones se derivó el método FAO Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998).

$$E_{T_0} = \frac{0.408\Delta(R - G) + \gamma \frac{900}{T + 273.16} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (\text{E. 6.2-4})$$

Siendo E_{T_0} la evapotranspiración de referencia (mm/día), T la temperatura media diaria (°C) y u_2 la velocidad del viento medidas ambas a 2 metros de la superficie (m/s) y 900 y 0.34 las constantes que surgen al fijar los valores de altura, índice de área foliar y resistencia media superficial del cultivo de referencia.

Para unificar criterios en cuanto a la cubierta de referencia y simplificar y clarificar de este modo la aplicación de la ecuación, la ASCE derivó la expresión ASCE-PM al incluir la variación del coeficiente de resistencia de la cubierta (C_c) según el cultivo de referencia, la escala temporal y para cálculos horarios diferenciando entre el día y la noche, de modo que la evapotranspiración de referencia horaria para la misma cubierta que la supuesta en la propuesta por la FAO, se calcula como (Itenfisu *et al.*, 2003; Gavilán *et al.*, 2007):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273.16} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_c \cdot u_2)} \quad (\text{E. 6.2-5})$$

El método de Penman-Monteith presenta fundamentalmente dos ventajas frente al resto de métodos:

- Tiene una base física, por lo que es de aplicación global sin necesidad de estimar parámetros adicionales.
- Está bien documentado, implementado en un amplio rango de programas y ha sido calibrado empleando lisímetros variados (Droogers y Allen, 2002).

Sin embargo, el principal inconveniente es la gran demanda de datos: temperatura del aire, velocidad del viento, humedad relativa y radiación solar. Además es muy frecuente la escasez de registros de las variables meteorológicas necesarias en el modelo de Penman-Monteith precisamente en las zonas donde se necesita realizar estimaciones de la evaporación (Allen y Pruitt, 1986). Estas limitaciones motivaron la aparición de otros modelos en los que intervienen variables más ampliamente disponibles, como Hargreaves *et al.* (1985) quienes desarrollaron un método

alternativo empírico en el que únicamente intervienen temperatura media, máxima y mínima diarias y radiación extraterrestre (Droogers y Allen, 2002):

$$ET_0 = 0.0023 \cdot 0.408 \cdot R_{ent}(T + 17.8)\sqrt{T_{max} - T_{min}} \quad (\text{E. 6.2-6})$$

El método de Hargreaves emplea la radiación extraterrestre, R_{ent} , en combinación con la temperatura como indicadores de la radiación global y el rango de temperatura diaria ($\Delta T = T_{max} - T_{min}$) como indicador del contenido de humedad y nubosidad (Shuttleworth, 1993; Stefano y Ferro, 1997).

El método de cálculo de la ET_0 en el presente modelo depende de la escala temporal de cálculo. A escala horaria, se aplica la ecuación de la ASCE-PM ya que al tratarse de una ecuación de base física y disponer de las variables implicadas a dicha escala temporal se considera el método más adecuado. Sin embargo, a escala diaria aunque se podría aplicar la misma ecuación, los buenos resultados obtenidos a dicha escala mediante la ecuación de Hargreaves, previa calibración del coeficiente a escala local, plantean este modelo como alternativa al de Penman al requerir menor tiempo de ejecución debido al menor número de variables implicadas.

A3.2.6 Interceptación

El modelo de interceptación que se propone en este trabajo para su uso a escala de cuenca está basado en los modelos analíticos de Rutter *et al.* (1971) y Gash (1979), ampliamente usados en estudios de interceptación recientes.

En la Figura A: 29 se representa esquemáticamente el balance de agua que ocurre en la cubierta vegetal del suelo.

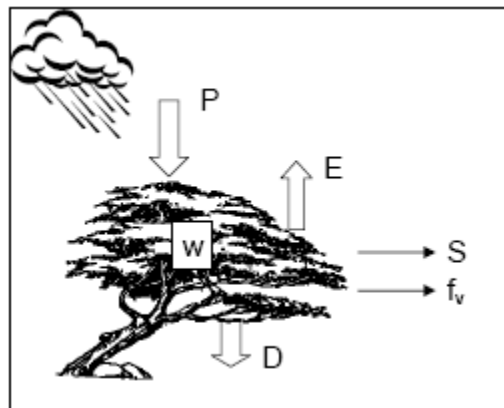


Figura A: 29; Balance de agua en la cubierta vegetal.

La precipitación incidente P_p puede ser interceptada por la cubierta vegetal o bien llegar directamente al suelo si no encuentra hojas o ramas a su paso. El agua interceptada puede a su vez llegar al suelo mediante drenaje (D) o ser retenida en la cubierta vegetal y posteriormente evaporada hacia la atmósfera (E). La cubierta retiene en cada instante un volumen de agua (w), cuyo valor máximo corresponde a la capacidad de almacenamiento de la cubierta (S), que se produce cuando la cubierta alcanza la saturación.

El modelo planteado calcula la lluvia neta definida como la cantidad de agua que llega al suelo, sin separarla en escorrentía cortical y trascolación. La estimación de la escorrentía cortical es compleja

en cubiertas vegetales compuestas de varias especies distintas, y su importancia cuantitativa es pequeña en comparación con la precipitación incidente.

El balance de agua que se produce en la cubierta vegetal se puede expresar como:

$$\frac{dw}{dt} = P_p - E - D_c \quad (\text{E. 6.2-7})$$

donde w es el volumen de agua almacenado por unidad de superficie en el dosel vegetal, P es el flujo de precipitación incidente, E es el flujo de evaporación de agua interceptada, D_c es el flujo de agua que drena a través de la cubierta. El flujo de agua interceptada es $I = P_p - D_c$.

El flujo de evaporación de agua desde las hojas y ramas se calcula según Rutter *et al.* (1971) como:

$$E = \frac{w}{S} E_p \quad (\text{E. 6.2-8})$$

donde E_p es el flujo de evaporación potencial desde la superficie húmeda de la vegetación y S es la capacidad de almacenamiento de la cubierta, es decir, el volumen de agua que la planta es capaz de retener por unidad de superficie cuando se encuentra saturada. S es comparable al concepto de capacidad de campo de un suelo, tan útil en la práctica al hablar de su contenido de agua y tan difícil de definir con precisión (Rutter *et al.*, 1971). Cuando el dosel está saturado ($w = S$), existe agua en zonas de la planta más expuestas a la atmósfera, como por ejemplo la parte superior de la cubierta o las hojas exteriores de la copa de los árboles, que se evapora a la velocidad potencial ($E = E_p$). Conforme el dosel se va secando, el agua remanente estará retenida en zonas de la planta menos expuestas a la atmósfera, como zonas interiores o pliegues por ejemplo, y el flujo de evaporación será menor ($w/S < 1$). Se ha demostrado que con esta hipótesis se describe adecuadamente el comportamiento de la cubierta en su conjunto durante el proceso de secado de la misma (Shuttleworth, 1978; Sellers y Lockwood, 1981; Shuttleworth y Gash, 1982;).

La descripción más realista de la evaporación desde cubiertas húmedas viene dada por la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Cuando la cubierta está seca, el flujo de vapor de agua desde la superficie de la cubierta (transpiración, E_T) se expresa como:

$$\lambda E_T = \frac{s\mathbb{E} + \rho c_p D / r_a}{s + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad (\text{E. 6.2-9})$$

donde E_T es el flujo de transpiración, \mathbb{E} es la energía radiante disponible, c_p el calor específico del aire a presión constante, D el déficit de presión de vapor, ρ la constante psicrométrica, s la pendiente de la curva de presión de vapor en saturación, λ el calor latente de vaporización del agua, y r la densidad del aire. r_a es la resistencia aerodinámica, que controla la transferencia de vapor desde las superficies de la planta hasta la atmósfera, y r_c es la resistencia de la cubierta (o superficie), que representa la influencia combinada de los estomas de todas las hojas.

Cuando la cubierta es humedecida por la lluvia, la evaporación del agua interceptada es un proceso que no depende del funcionamiento de los estomas. El flujo de evaporación desde una cubierta húmeda (E_p) se puede expresar por la ecuación haciendo la resistencia de la cubierta igual a cero (Rutter *et al.*, 1971; Gash, 1979; Cain *et al.*, 1998):

$$E_p = \frac{s\mathbb{E} + \rho c_p D / r_a}{\lambda(s + \gamma)} \quad (\text{E. 6.2-10})$$

Por tanto, para una temperatura dada, el flujo de evaporación desde la superficie húmeda depende principalmente de la energía disponible (\mathbb{E}), el déficit de presión de vapor del aire circundante (D) y de la resistencia aerodinámica (r_a). La resistencia aerodinámica a la transferencia de vapor de agua es función de la rugosidad característica de la superficie evaporante y de la velocidad del aire

(Monteith y Unsworth, 1990). Cuando aumenta la altura de la vegetación, se produce normalmente un aumento de la longitud de la rugosidad (z_0) y por tanto, una disminución en la resistencia aerodinámica (Rutter, 1975).

Durante un evento de lluvia la energía disponible (E) y el déficit de presión de vapor (D) son pequeños, por lo que la evaporación potencial es pequeña. Sin embargo una parte importante de las pérdidas por interceptación se producen durante el propio evento de lluvia porque la disponibilidad de agua en la cubierta (w) es mayor.

El flujo de drenaje a través de la cubierta vegetal se calcula a partir de la propuesta de Zeng *et al.* (2000):

$$D = \begin{cases} \infty & \text{si } w > S \\ 0 & \text{si } w \leq S \end{cases}$$

Es decir, sólo se produce flujo de drenaje cuando el contenido de humedad de la cubierta supera la capacidad de almacenamiento S , y a partir de ese momento todo exceso de agua es drenado instantáneamente hacia el suelo. Esta simplificación permite prescindir de los parámetros que relacionan w con D en el modelo de Rutter, de difícil cuantificación práctica, específicos para cada especie vegetal y prácticamente inabordables a escala de cuenca.

Una vez obtenido el valor de las pérdidas por interceptación de lluvia para el intervalo de tiempo estudiado en la superficie de la cubierta vegetal, se utiliza la fracción de cobertura vegetal del suelo (f_v) para considerar el carácter disperso de la vegetación y trasladar el resultado al área de estudio:

$$Ip_{\text{área}} = (P_p - D)f_v$$

Los valores de P_p y D están referidos a unidad de superficie de cubierta vegetal, mientras que $Ip_{\text{área}}$ está referida a unidad de superficie de suelo. La evaporación desde la cubierta húmeda se puede considerar linealmente dependiente de la fracción de cobertura vegetal (f_v).

La precipitación neta (P_n) que recibe la unidad de superficie de suelo se calcula como la diferencia entre el flujo de precipitación incidente y el de interceptación:

$$P_n = P - Ip_{\text{área}} = (1 - f_v)P + Df_v \quad (\text{E. 6.2-11})$$

De lo anterior se desprende que los datos necesarios para la aplicación del modelo de interceptación son los siguientes:

Variables de entrada:

- Precipitación incidente (P_p)
- Evaporación potencial (ETP)

Condiciones de contorno:

- Capacidad de almacenamiento de la cubierta vegetal (S)
- Fracción de cobertura vegetal del suelo (f_v)

Condiciones iniciales:

- Contenido inicial de agua en la cubierta (w_0)

Para la aplicación continua en el tiempo del modelo de interceptación planteado se han establecido las siguientes hipótesis:

- La humedad disponible para evaporación durante un intervalo de tiempo determinado (1 hora en este caso) será la humedad almacenada en la cubierta vegetal al inicio de esa hora (w_0). Por tanto, aunque exista precipitación durante la hora, el agua interceptada no estará disponible para evaporación hasta el paso de tiempo siguiente, ya que no es posible saber el momento en el que ha caído la lluvia, si al inicio, en mitad, o al final de la hora.

- El balance de agua de la cubierta se ajusta al final de cada hora, determinando así el contenido de humedad final (w_f).
- Las nevadas que se producen sobre cubiertas vegetales son tratadas como precipitación en forma líquida. La precipitación en forma de nieve se produce en su mayoría en superficies de la cuenca con vegetación muy escasa o inexistente. Existen muy pocos estudios sobre el proceso de interceptación de nieve y su consideración en el modelo de interceptación aumentaría su complejidad pero no produciría diferencias importantes en los resultados a escala de cuenca.

A3.3 Fusión de nieve

La incorporación del efecto de la nieve dentro del ciclo hidrológico requiere la simulación de su acumulación, evaporación (sublimación) y fusión. El cálculo está basado en un balance de masa y energía distribuido en cada tramo/celda del modelo. Toda la base teórica, consideraciones particulares, hipótesis, pormenores de la formulación y ejemplos de aplicación al caso de Sierra Nevada (España) se encuentran recogidos en Herrero, 2007.

Para este modelo, la nieve es un proceso que tiene lugar sobre la superficie de la tierra y por debajo de la cobertura vegetal. Por tanto se parte de las variables distribuidas generadas por el módulo meteorológico, que sirven de entrada al módulo de simulación de nieve. Sólo el módulo de interceptación se interpone entre la precipitación real meteorológica y el depósito de nieve en superficie.

El cálculo de los todos procesos relacionados con la nieve se realiza siempre a escala horaria.

A3.3.1 Precipitación y nieve

Una primera parte de la simulación es la encargada de representar la precipitación en forma de nieve. Esta se calcula determinando el porcentaje de la precipitación efectiva que ocurre en esta forma, con un modelo sencillo que combina la temperatura y la precipitación simuladas y determina su estado. Este primer submodelo consta de un solo parámetro T_{sn} , que se define como la temperatura máxima a la que la precipitación ocurre en forma de nieve. Este parámetro se considera constante en el espacio y en el tiempo. La expresión básica de este submodelo es, la siguiente:

$$\text{Si } T \leq T_{sn} \quad P_n = P_p$$

$$\text{Si } T > T_{sn} \quad P_n = 0$$

donde, además de T_{sn} , T es la temperatura superficial en el tramo, P_p la precipitación efectiva total y P_n la precipitación en forma de nieve.

La precipitación en forma de nieve P_n se incorpora directamente al depósito superficial de nieve y pasa a la parte fundamental del modelo que es el balance de masa y energía en el depósito. En realidad, toda la precipitación se incorpora al depósito de nieve, independientemente de su estado, ya que es el balance de masa y energía el que determinará si esa precipitación, con la energía asociada en función de su temperatura, se mantiene en el depósito o pasa al módulo de escorrentía/infiltración. Una lluvia líquida sobre una nieve suficientemente fría, puede quedar atrapada en la misma, en lo que el modelo llama precipitación congelada. Lo importante en este primer paso es definir la energía interna de la precipitación efectiva, lo que se consigue conociendo su estado y temperatura T_p . El estado simplemente se considerará sólido si la T_p es menor o igual que 0, y líquido en caso contrario. Su temperatura T_p se deduce dando un nuevo significado al

concepto definido en la ecuación anterior, lo cual es fácil reinterpretaando la definición de T_{sn} de la siguiente forma: T_{sn} es la disminución de temperatura de la precipitación con respecto a la temperatura atmosférica medida sobre la superficie del terreno. Por tanto:

$$T_p = T - T_{sn}$$

En resumen, la primera expresión se amplía con la definición de la energía interna de la precipitación $U(P)$:

$$\text{Si } T \leq T_{sn} \quad U(P)=P$$

$$\text{Si } T > T_{sn} \quad U(P)=0$$

Aun cuando haya nieve en el depósito de un tramo, puede ocurrir que no toda la extensión del tramo esté superficialmente cubierta por la misma. En el apartado A3.3.2 se explica cómo a través de la curva de agotamiento, y en función de ciertas variables de estado, para una cantidad de nieve se define la fracción de área del tramo realmente cubierta por la nieve A_n . Esto simula la heterogeneidad superficial de la distribución de la nieve, fenómeno que se acentúa cuanto más tiempo pase esta almacenada. Esto es importante para el tratamiento de una precipitación líquida sobre nieve, como se explica a continuación.

Cuando la altura de nieve acumulada en el depósito es nula, una precipitación líquida P pasa directamente a la superficie del suelo, como entrada al módulo de infiltración/escorrentía. En el caso antes mencionado de nieve sobre la superficie del tramo pero con un $A_n < 1$ (es decir, con partes del tramo libres de nieve), la fracción de la lluvia $P_p \cdot A_n$ pasa al depósito de nieve, mientras que el resto, $P_p \cdot (1 - A_n)$, se dirige directamente a dicho módulo de infiltración/escorrentía.

A3.3.2 Balance de masa y energía

El resto del ciclo de la nieve, con su mantenimiento en superficie hasta su desaparición, ya sea por evaporación o fusión, queda simulado con un balance de masa y energía sobre el manto de nieve. Asumiendo una columna de nieve homogénea, se adopta un modelo de una capa en contacto con el suelo por su capa inferior y con la atmósfera por la superior (ver Figura A: 30). Las ecuaciones que definen estos dos balances son:

$$\text{Masa : } dh_n \cdot rn/dt = R - E - \mathcal{F} + \mathcal{V}$$

donde h_n es el espesor de la capa de nieve, R el componente de precipitación, E la evaporación o sublimación, \mathcal{V} el transporte de nieve de y hacia los tramos adyacentes debido al viento y \mathcal{F} la fusión que escurre por el fondo.

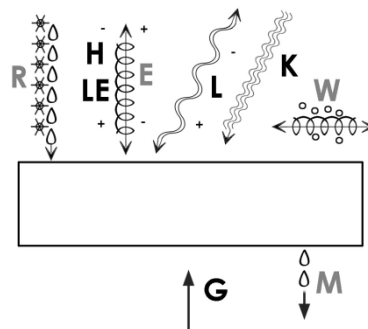


Figura A: 30. Flujos de masa (en gris) y energía (en negro) actuantes sobre la capa de nieve.

$$\text{Energía} = E = \frac{dU_n}{dt} = \mathbb{K} + \mathcal{L} + H + G + UR - UE + UV - UF \quad (\text{E. 6.2-12})$$

donde U_n es la energía interna total de la masa de nieve, \mathbb{K} la radiación de onda corta o solar, \mathcal{L} la radiación de onda larga o termal, H el intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera, G el intercambio de calor sensible con el suelo y el resto de términos son los componentes advectivos de transporte de energía asociada a los transporte de masa vistos en la ecuación anterior.

En este modelo las componentes G y \mathcal{V} , y con ella UV , se desprecian frente al resto de flujos de masa y energía. UF siempre vale 0, ya que el agua de fusión es agua líquida a 0 °C y coincide con el nivel de referencia escogido para definir el cero para la energía.

La capa de nieve interacciona con la atmósfera (y en menor medida con el suelo) con la que establece un intercambio activo de energía según la ecuación anterior. Este intercambio hace variar su energía interna U y, por tanto, su temperatura T_n , que están relacionadas por la siguiente expresión:

$$U_n = h_n + \rho_n \cdot c_{eh} \cdot T_{sn} - \lambda_f \cdot h_n \cdot \rho_n \quad (\text{E. 6.2-13})$$

donde U es la energía interna por unidad de superficie (referenciada con respecto al agua líquida a 0°C), h_n el espesor de nieve, ρ_n la densidad de la nieve, c_{eh} el calor específico del hielo y λ_f el calor latente de fusión del agua. El modelo asigna un valor de $2.103e^{-3}$ MJ/(kg·K) para c_{eh} y de 0.334 MJ/kg para λ_f . U nunca puede ser mayor que 0. En ese momento se produce el paso a agua líquida en el interior de la capa de nieve que, despreciando la capacidad de almacenamiento de la propia nieve como medio poroso, escurre en forma de fusión. Por lo tanto, se puede decir que el flujo de fusión es un resultado del balance de energía cuando esta es positiva (en situación de nieve isoterma a 0 °C).

El resto de flujos se calculan a partir de ciertas variables meteorológicas y algunos parámetros característicos de la nieve.

Evaporación E . La evaporación es el proceso de difusión turbulenta del vapor de agua por la diferencia de presión de vapor entre la superficie de la nieve y la atmósfera. Se calcula a partir de la siguiente expresión, donde E es la masa saliente de la capa de nieve:

$$E = - \left[0.622 \cdot \frac{\rho_a}{p} \cdot \frac{\mathcal{K}^2}{\left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right)^2} \cdot u_2 \right] \cdot (e_a - e_{sn}) \quad (\text{E. 6.2-14})$$

ρ_a es la densidad de la atmósfera, p la presión atmosférica, \mathcal{K} la constante de Prandtl-von Kármán (0.41), z_0 la altura de rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento, u_2 la velocidad del viento a 2 m de altura, e_a la presión de vapor de la atmósfera y e_{sn} la presión de vapor sobre la superficie de la nieve. El modelo fija ρ_a en un valor de 1.29 kg/m³, p en 101.35 kPa e interpreta e_{sn} como la presión de vapor de equilibrio que es calculada en función de la temperatura de la superficie de la nieve, T_{sn} , según la expresión de Goff y Gratch (1946):

$$e_{sn} = 0.611e^{(17.3T_{sn}/(T_{sn}+237.3))} \quad (\text{E. 6.2-15})$$

La presión de vapor de la atmósfera y la velocidad del viento a 2 metros de altura son variables meteorológicas requeridas, mientras que z_0 es un parámetro de calibración considerado constante en el espacio y el tiempo.

Radiación de onda corta \mathbb{K} . La fracción de la radiación solar medida que entra en la capa de nieve al no ser reflejada por su superficie es:

$$\mathbb{K}_n = (1 - \alpha)K_s \quad (\text{E. 6.2-16})$$

donde \mathbb{K}_s es la radiación solar incidente medida y α el albedo, aproximado a un valor constante de 0.8.

Radiación de onda larga \mathcal{L} . La radiación de onda larga neta que entra en la capa de nieve viene determinada por el balance entre la radiación recibida y la emitida. La nieve se considera como un emisor perfecto de onda larga. Por tanto:

$$L_n = E_{atm} \cdot \sigma \cdot T_{atm}^4 - \sigma \cdot T_{sn}^4 \quad (\text{E. 6.2-17})$$

T_{atm} es la temperatura medida en la atmósfera, E_{atm} la medida de emisividad de onda larga de la atmósfera y σ es la constante de Stephan-Boltzman ($4.9e-9$ MJ/(m²·día·K⁴). La T_{sn} es calculada por el modelo.

Intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera H . Por la diferencia de temperatura entre la superficie de la nieve y la atmósfera se establece un intercambio difusivo de calor sensible entre ambos, afectado por los mismos procesos turbulentos que la evaporación. El flujo de energía que entra en la nieve es:

$$H = \left[\frac{\rho_a \cdot c_{ea} \cdot k^2}{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2 \cdot va + k \cdot EH_0} \right] \cdot (T_{atm} - T_{sn}) \quad (\text{E. 6.2-18})$$

donde además de k , ρ_a , va y z_0 , definidos para el cálculo de la evaporación, aparecen el calor específico del aire c_{ea} (tomado como $1.005e^{-3}$ MJ/(kg·K)), un coeficiente de difusividad del calor sensible en ausencia del viento $k \cdot EH_0$, la temperatura de la atmósfera a 2 metros de altura T_{atm} y la temperatura de la superficie de la nieve T_{sn} .

Energía interna asociada a la evaporación UE . También conocido como el intercambio turbulento de calor latente con la atmósfera. La energía interna transportada por advección por un flujo de masa es igual al producto de la masa por su energía interna unitaria. En este caso la energía interna unitaria del vapor de agua transportado es:

$$UE = E \cdot uE$$

$$uE = L_v + c_{ev}T_{sn}$$

donde L_v es el calor latente de vaporización del agua a 0°C y c_{ev} el calor específico del vapor de agua a 1 atmósfera de presión y 0°C, fijados ambos a valores de 2.47 MJ/kg y $1.85e^{-3}$ MJ/(kg·K) respectivamente.

Energía interna asociada a la precipitación UR . La precipitación tiene asociada una energía en función de su temperatura T_p . Si T_p es igual o menor a 0°C, se considera que es nieve.

$$UR = R \cdot uR$$

$$uR = c_{el} \cdot T_p \text{ si } T < 0$$

$$uR = c_{eh} \cdot T_p \text{ si } T < 0$$

donde c_{el} es el calor específico del agua, fijado a $4.1868 \times 10^{-3} \text{ MJ}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ y el resto de variables está ya definido.

A3.3.3 Extensión espacial

Los tramos espaciales en los que se divide el dominio espacial son celdas rectangulares de un tamaño variable en función del problema modelado. Dado que estas celdas pueden tener un tamaño en planta del orden de las decenas de metros, es obligado considerar heterogeneidad de la nieve dentro del tramo. Es decir, la posibilidad de existencia de un espesor de nieve variable dentro del tramo. De este modo, el modelo puntual representado por el balance de masa y energía se extiende espacialmente al tramo a través de unas funciones empíricas que relacionan la cantidad de nieve con la superficie del tramo cubierto por la misma (SC , *snow cover*). Esta función empírica se denomina curva de agotamiento.

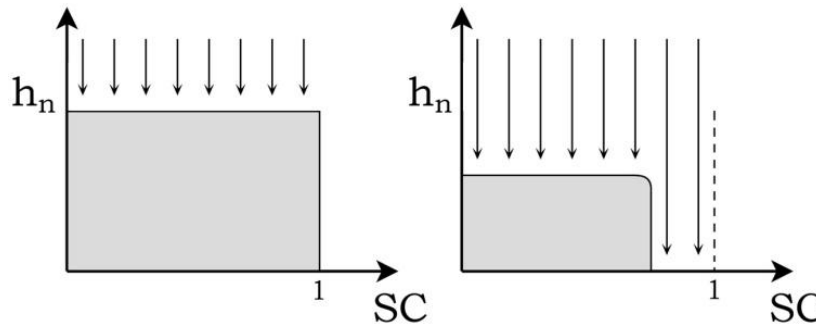


Figura A: 31. Representación teórica del efecto de reducción del área ocupada por la nieve dentro del tramo en función de la cantidad de nieve.

El modelo WiM-Med contempla en cada tramo/celda una curva de agotamiento distinta función de la cantidad de nieve actual (EA , equivalente de agua) y de la cantidad de nieve máxima que se ha alcanzado en el presente ciclo de fusión (EA_{max}). Cuando la nieve desaparece por completo de la celda, esta última variable se reinicia a 0. Con el equivalente de agua adimensional $EA^* = EA/EA_{max}$ (siempre menor o igual que 1) y dos parámetros constantes para todos los tramos, se calcula la fracción SC según la siguiente expresión (Figura A: 32):

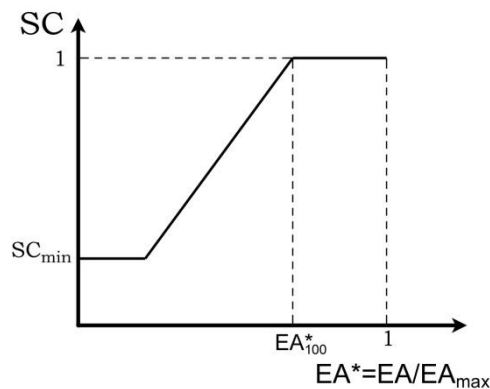


Figura A: 32; Curva de agotamiento empírica.

$$SC = 1 \text{ si } \frac{EA^*}{EA} \cdot 100 \geq 1$$

$$SC = \frac{EA^*}{EA} \cdot 100 \quad \text{si } SC_{min} < \frac{EA^*}{EA} \cdot 100 < 1$$

$$SC = SC_{min} \quad \text{si } SC_{min} \geq \frac{EA^*}{EA} \cdot 100$$

Los dos parámetros son la fracción de superficie mínima que siempre se encuentra cubierta por la nieve SC_{min} y el equivalente de agua adimensional mínimo con el que toda la superficie aún está cubierta de nieve por completo $EA \cdot 100$.

A3.4 Zona no saturada del suelo

A3.4.1 Interpolación de los parámetros del suelo

La dinámica del flujo de agua en una cuenca y los flujos asociados de sustancias se encuentra fuertemente condicionada por las propiedades del suelo, por tanto, para la correcta caracterización de los flujos biogeoquímicos es necesario disponer de la distribución espacial de las variables y parámetros, entre ellos los edáficos, que influyen en su dinámica.

El primer paso consistió en integrar la cartografía de suelos existente en un SIG y establecer una metodología para la determinación de las características del suelo celda a celda a partir de los mapas de suelos y de información puntual asociada a perfiles distribuidos a lo largo de la zona. A continuación se elaboró una metodología para la asociación de las distintas unidades de suelo o parcelas a los perfiles levantados en la cuenca y alrededores y por tanto, también se asociaron las propiedades edáficas obtenidas en dichos perfiles.

Sin embargo, a menudo, además de las propiedades del suelo disponibles existen otros parámetros necesarios para el cálculo de la dinámica de agua y sustancias asociadas no contemplados. Para su estimación se puede recurrir a métodos indirectos como es el caso de las funciones de edafotransferencia (FETs), llamadas así porque “transfieren” propiedades del suelo ampliamente disponibles o fácilmente medibles tales como la textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica a propiedades hidráulicas más difíciles de obtener (Schaap *et al.*, 1998; Christiaens y Feyen, 2001; Mermoud y Xu, 2006; Elsenbeer, 2001). Por tanto en este estudio se aplicó el modelo Rosetta (Schaap *et al.*, 2001) para cuyo desarrollo se emplearon muestras de numerosos tipos de suelos de regiones templadas y subtropicales de Europa y Norteamérica (Givi *et al.*, 2004). Los valores que predice el modelo son:

- Parámetros de retención de agua en el suelo según el modelo de van Genuchten.
- Conductividad hidráulica saturada.
- Parámetros de la conductividad hidráulica no saturada.

Por otro lado, a efectos del análisis del movimiento del agua en el suelo, se considera el suelo dividido en dos capas (Figura A: 33). La primera capa o capa superficial (capa 1) domina la infiltración a través de una conductividad hidráulica saturada superficial, k_s y deriva parte de lo almacenado en la propia capa durante un evento hacia un nuevo flujo subsuperficial lateral. La importancia de esta derivación dependerá de la relación entre k_s del suelo, k_{sols} y una k_s lateral, k_{lat} . La segunda capa o capa inferior (capa 2) retrasa el aporte al acuífero de lo almacenado

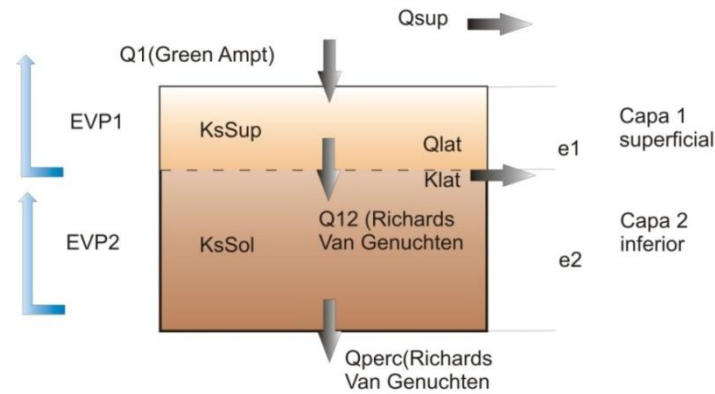


Figura A: 33; Estructura de la ZNS.

A3.4.2 Procesos

A3.4.2.1 Infiltración

La infiltración del agua en el suelo es el proceso mediante el cual esta entra en el espacio poroso del suelo, al tiempo que desplaza al aire previamente alojado allí. Los modelos con base física más usados para el cálculo de la infiltración son el modelo de Green y Ampt y la ecuación de Philipps (Rawls *et al.*, 1993). En este caso se aplicó el modelo de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911), el cual tiene una base física más aproximada y además solución exacta (Muñoz Carpena y Ritter, 2005). Estos autores propusieron una simplificación del proceso de infiltración para lo cual consideraron ciertas hipótesis de partida en la descripción de la infiltración en un suelo:

El suelo se encuentra encharcado con una delgada lámina de agua h_0 desde el inicio del proceso.

Los perfiles del suelo se pueden reducir a perfiles rectangulares homogéneos con una distribución uniforme de humedad en una profundidad L en los que el movimiento de agua se produce en forma de frente de agua que se mueve a la misma velocidad en toda la sección del suelo en forma de flujo tipo pistón, de modo que se origina un frente de humedecimiento bien definido que separa la zona húmeda del suelo de la zona seca (Rawls *et al.*, 1993).

El modelo parte de la ecuación de Darcy, que aplicada al perfil tipo y combinada con la ecuación de continuidad expresada como $I = -z * \Delta\theta$, siendo I la infiltración acumulada, $\Delta\theta$ el intervalo desde la humedad en saturación, θ_s , a la inicial, θ_i y Ψ_{mf} el potencial matricial en el frente de humedecimiento, se obtiene:

$$i_f = k_s \left(\frac{-\psi_{mf} \cdot \Delta\theta + I}{I} \right) \quad (\text{E. 6.2-19})$$

que relaciona la intensidad de infiltración, i_f con su valor acumulado I . Reconociendo la relación entre ambas variables, $i_f = dI/dt$, se obtiene una ecuación diferencial implícita en I :

$$I + \psi_{mf} \cdot \Delta\theta \cdot L \frac{I - \psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{-\psi_{mf} \cdot \Delta\theta} = k_s t \quad (\text{E. 6.2-20})$$

Sin embargo en condiciones naturales el suelo no se encharca al principio de un suceso de lluvia, en contra de la hipótesis (a) del modelo. Por tanto, es necesario calcular la infiltración acumulada que hace falta para llegar al tiempo de encharcamiento, te en el cual $i_f = r$, siendo r la intensidad de

lluvia y a continuación se describe la ecuación anterior considerando que se cumple a partir del punto de encharcamiento (Mein y Larson, 1973):

$$i_f = r = k_s \left(\frac{-\psi_{mf} \cdot \Delta\theta + I_e}{I_e} \right)$$

$$I_e = \frac{-\psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{\frac{r}{k_s} - 1}$$

$$I - I_e + \psi_{mf} \cdot \Delta\theta \cdot L \frac{I - \psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{I_e - \psi_{mf} \cdot \Delta\theta} = k_s(t - t_e)$$

La ecuación de Green y Ampt es una ecuación implícita en I que debe solucionarse mediante algún método numérico. En este estudio se aplicó el método de Picard de aproximaciones sucesivas de I (Muñoz y Ritter, 2005) con un nivel de error aceptado de 0.01, 10 iteraciones para encontrar la solución y empleándose como valor inicial para cada evento $k_s(t - t_e)$.

Otro problema adicional en la aplicación práctica del modelo lo constituye el no mantenimiento de las condiciones de encharcamiento en algún momento durante un episodio de lluvia con intensidad variable, lo cual se supera con ayuda de la hipótesis de compresión de tiempo sugerida por Sherman en 1943. En el caso de lluvias no uniformes, se produce continuamente el paso de condiciones de encharcamiento a condiciones de no encharcamiento complicando el proceso de infiltración. Por tanto, se definen intervalos de una hora para la aplicación del modelo y además de la aplicación de la teoría de Sherman, se impone un límite de tiempo sin lluvia, H_{red} , a partir del cual se redistribuye la humedad, cesa la aplicación del modelo y comienza a considerarse la demanda atmosférica.

A3.4.2.2 Infiltración profunda

Si el período es de infiltración, la infiltración profunda comienza a producirse cuando todo el suelo se encuentra saturado. De este modo el agua infiltrada comienza a incrementar el contenido de humedad desde la superficie en profundidad y una vez ambas capas se encuentran saturadas el exceso de infiltración sobre el suelo saturado se reparte entre infiltración profunda, Q_{perc} , y flujo subsuperficial lateral, Q_{lat} en función de la relación de dos valores de conductividad, k_{sol} y k_{lat} :

$$Exceso = Q_{lat} + Q_{perc}$$

$$\frac{Q_{perc}}{k_{sol}} = \frac{Q_{lat}}{k_{lat}}$$

$$Q_{perc} = Exceso \cdot \frac{k_{sol}}{k_{sol} + k_{lat}}$$

$$Q_{lat} = Exceso \cdot \frac{k_{lat}}{k_{sol} + k_{lat}}$$

Por el contrario, si no es período de infiltración, se calcula en primer lugar un flujo subsaturado de la capa de suelo 1 a la 2 siguiendo la expresión de Darcy-Buckingham y con k_s como valor de k_0 en la expresión de van Genuchten-Mualem para la conductividad hidráulica no saturada. Este flujo, I_{12} , se reparte a su vez entre flujo lateral y un flujo hacia la capa 2, Q_{12} , según la relación entre los parámetros de velocidad de flujo k_{sol} y k_{lat} :

$$I_{12} = Q_{lat} + Q_{12}$$

$$\frac{Q_{lat}}{k_{lat}} = \frac{Q_{12}}{k_{sol}} < 1$$

Por último se actualiza la humedad del suelo 2, desde el cual se produce la infiltración profunda al acuífero siguiendo la expresión de Darcy-Buckingham y con k_{sol} como valor en este caso de k_0 en la expresión de van Genuchten-Mualem.

A3.4.2.3 Exceso de lluvia

Para cerrar el balance de agua se calcula el exceso de lluvia o precipitación efectiva celda a celda por diferencia entre la precipitación neta, una vez descontados los efectos de la interceptación por la cubierta vegetal calculada según Díaz *et al.*, 2007 y acumulación en la capa de nieve según el modelo desarrollado por Herrero *et al.*, 2007, y la infiltración al considerarse a menudo la evapotranspiración despreciable en condiciones de evento (Muñoz y Ritter, 2005).

A3.4.2.4 Redistribución de la humedad

Una vez cesa la lluvia, el movimiento de agua en el suelo continúa de acuerdo a los gradientes de potencial hidráulico, de modo que las capas más superficiales van perdiendo humedad mientras que las más profundas ganan (Muñoz y Ritter, 2005). De este modo, en el balance celda a celda se empieza a considerar por un lado la humedad perdida por infiltración profunda, y por otro, la demanda evaporativa. Este último proceso se modela de forma independiente en cada capa de suelo teniendo en cuenta la evapotranspiración potencial y el contenido de agua en cada capa de acuerdo a la siguiente expresión:

$$EvS = ET_0 \cdot e \cdot \theta^\beta$$

siendo EvS la cantidad de agua evaporada del suelo en mm, ET_0 la evapotranspiración de referencia y β y e , coeficientes de ajuste de la expresión.

A3.5 Circulación en ladera

El hidrograma de escorrentía, como respuesta de una cuenca a un aguacero, es la expresión integral de las características fisiográficas y climáticas que gobiernan las relaciones entre la lluvia y la escorrentía dentro de la cuenca (Chow *et al.*, 1988).

Los modelos agregados de lluvia-escorrentía se han utilizado a menudo para la simulación de los procesos lluvia-escorrentía desde que Sherman (1932) propuso el concepto de hidrograma unitario. Sin embargo, una de las mayores limitaciones de este tipo de modelos es la no consideración de la variabilidad espacial del exceso de lluvia generado en una cuenca, ya que únicamente depende del tiempo y su valor en un punto cualquiera de la cuenca es igual a la intensidad media en un momento dado (Wang y Chen, 1996). Además, el concepto de hidrograma unitario lleva implícitas dos consideraciones, a) la cuenca se comporta como un sistema lineal, por lo tanto se puede establecer una proporcionalidad y una superposición entre las entradas y las salidas, y b) el proceso es invariable en el tiempo, lo que implica que la salida no depende del instante en el que se aplica la entrada. Asimismo, la salida representa la respuesta de la cuenca a una entrada uniforme por lo que el esfuerzo realizado en la interpolación de los numerosos componentes del proceso, variables de entrada, parámetros físicos, etc., se diluye con la agregación del exceso de lluvia en su área.

En el ámbito de los modelos hidrológicos distribuidos, la obtención de un modelo de circulación del agua de escorrentía superficial a través de la cuenca basado en su morfología permitiría por un lado incorporar la variabilidad espacial en la generación del exceso de lluvia a lo largo de la superficie del terreno y, por otro, poder estimar la respuesta en cuencas o subcuencas no aforadas, en las que no se dispone de un registro de series temporales de precipitación-escorrentía del que derivar un modelo estadístico. Además, los modelos hidrológicos distribuidos requieren la

segmentación de la cuenca en sus distintas unidades o subcuencas así como la delimitación de la red de desagüe para la valoración de los efectos de la variabilidad espacial de las variables y parámetros involucrados (Singh, 1997). En este sentido, los métodos desarrollados para procesar los MDE de una forma automática constituyen una herramienta eficaz para la parametrización topográfica de los modelos hidrológicos (Mark, 1984; O'Callaghan y Mark, 1984; Band, 1986; Garbretch y Martz, 1992; Martz y Garbretch, 1998).

La base del modelo de circulación en ladera desarrollado es el MDE, del cual se obtienen la red de desagüe y la distribución de los tiempos de viaje en la cuenca. En el MDE se encuentran celdas de dos tipos, celdas de ladera y celdas de cauce produciéndose la conexión entre ambas a través de los puntos de desagüe que pertenecen a celdas del cauce. Si se cuantifica la distancia de cada celda de ladera hasta su punto de desagüe, para una velocidad de avance del flujo superficial en cada celda se puede estimar el tiempo de viaje de la precipitación efectiva de dicha celda hasta alcanzar el punto de desagüe. Por tanto, desfasando la respuesta de cada celda un tiempo igual al tiempo de viaje y agregando las respuestas individuales de las celdas con igual tiempo de viaje se obtiene el hidrograma de escorrentía directa en el punto de desagüe considerado para un hidrograma distribuido de lluvia efectiva dado (Figura A: 34). De este modo, se consigue acoplar no sólo la variabilidad espacial en la generación de escorrentía superficial sino también la variabilidad espacial de la precipitación a diferencia de los métodos que emplean el modelo del hidrograma unitario (Olivera y Maidment, 1999).

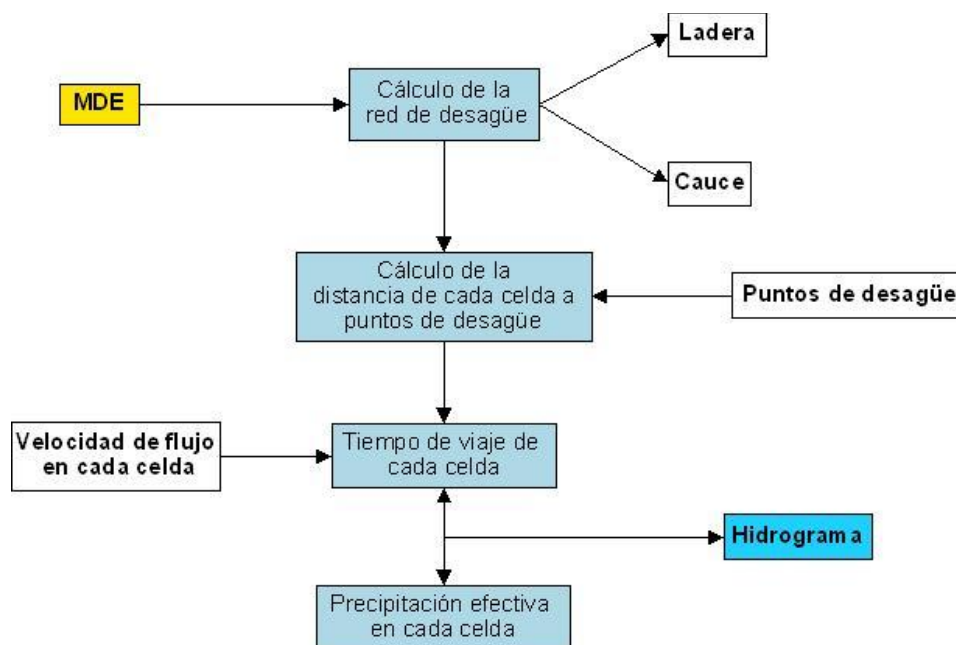


Figura A: 34; Modelo de circulación del flujo superficial.

La estructura de datos más común de un MDE es la estructura raster o grid, la más utilizada por su simplicidad y por la facilidad y eficiencia de procesamiento (Garbretch y Martz, 1992; Tribe, 1992). Entre los inconvenientes del formato están la dependencia del tamaño de la celda a la hora de analizar determinadas características topográficas (Garbretch y Martz, 1994), así como la imposibilidad de ajustar de forma local el tamaño de la celda a los caracteres topográficos. Otras estructuras, como la red de triángulos irregulares o las curvas de nivel solventan algunos de estos inconvenientes pero tienen sus propias limitaciones y su disponibilidad no es tan grande como la de los rasters (Garbretch y Martz, 2000).

Para la definición de la red de desagüe a partir del MDE se siguió el razonamiento propuesto por O'Callaghan y Mark en 1984 y posteriormente empleado por numerosos autores (Martz de Jong,

1988; Martz y Garbrecht, 1992) aunque con algunas modificaciones. La hipótesis básica de partida es considerar que el flujo se mueve en la dirección de la máxima pendiente, de modo que, a partir del modelo digital de elevaciones en formato matricial, el desplazamiento será de una celda a la adyacente de las ocho posibles en la dirección descendiente más abrupta y acumular el área de desagüe siguiendo dicho patrón de desagüe que conecta celdas adyacentes. La red de desagüe se determina estableciendo un umbral mínimo de área de desagüe por encima del cual todas las celdas serán consideradas como parte de la red de desagüe.

El principal problema del algoritmo es la existencia de depresiones o sumideros y superficies planas en los MDE. Las depresiones son celdas que no tienen ninguna celda adyacente a menor elevación y, por tanto, no presenta un flujo descendente a ninguna celda. En cuanto a las zonas planas, se trata de celdas adyacentes con la misma elevación por lo cual generarían un desagüe indeterminado. Tanto depresiones como superficies planas se dan en MDE de zonas con poco relieve y con una resolución limitada y los problemas de identificación de la red de desagüe en ambos casos son similares, ya que en muchas ocasiones la imposibilidad de determinar el desagüe siguiendo la dirección descendente de la máxima pendiente lleva a la definición de una red de desagüe incompleta.

La corrección del MDE se lleva a cabo de acuerdo a la filosofía que se recoge en trabajos previos (Martz y de Jong, 1988; Garbrecht y Martz, 1997b; Martz y Garbrecht 1998), pero se han incorporado algunos cambios en el algoritmo que lo lleva a cabo para mejorar su velocidad de cálculo. Así, la eliminación de zonas llanas y sumideros se realiza simultáneamente. El problema en este tipo de corrección aparece cuando en el MDE existen regiones hundidas de extensión mayor a la celda que habría que detectar, siendo necesario el análisis de la zona en cuestión y no sólo de las celdas causantes del problema tal y como señalan O'Callaghan y Mark (1984). El algoritmo propuesto realiza esta corrección automáticamente de forma dirigida. En un primer bucle se repasan todas las celdas y se corrigen aquellas con una altura igual o menor que la mínima de las 8 celdas que la rodeen (celdas llanas o sumideros). Estas celdas son elevadas hasta el valor mínimo adyacente z_{min} más un factor f_s que debe ser una fracción representativa de la precisión en vertical del MDE, imponiendo de este modo cierto relieve en la celda.

Las celdas adyacentes a la corregida se marcan entonces como candidatas a llana o sumidero para el siguiente bucle. El factor de sobreelevación debe poseer un valor tal que permita diferenciar altitudes entre celdas en zonas planas, pero que a la vez pueda sumar tras unos pocos bucles una cantidad poco significativa respecto a la altura original de la celda y a la precisión vertical del MDE de modo que la pendiente relativa de las celdas en los límites de una zona plana a aquellas fuera de dicha zona no se vean muy afectadas (Martz y Garbrecht 1992; Garbrecht y Martz, 1997b). Su valor óptimo dependerá del MDE: de su precisión vertical, de su resolución horizontal, de su calidad y de la propia orografía. En el caso del MDE del río Guadalfeo, con 1696 x 1461 celdas de 30x30 m y una precisión vertical de 1 m, el factor utilizado fue 0.1. Con este valor, el relleno de las regiones sumidero más extensas (que se presentan en la depresión de Padul, principalmente) es rápido y modifica lo menos posible el relieve original.

El siguiente paso para la determinación de la red de desagüe es la asignación de la dirección descendente de vertido, de modo que el valor de cada celda representa una dirección de las ocho posibles, las cuatro cardinales más las diagonales tal y como muestra la Figura A: 35, teniendo en cuenta el aumento en la longitud de desagüe cuando éste se produce hacia las celdas en la diagonal:

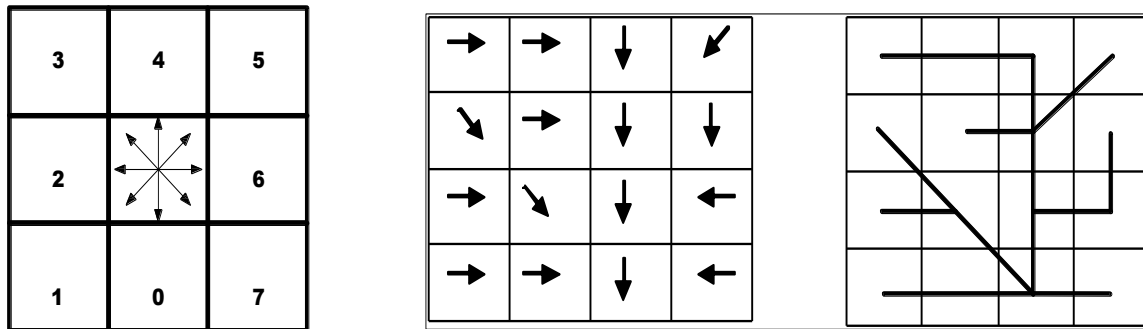


Figura A: 35. Posibles direcciones de vertido y representación esquemática de la red.

Una vez se dispone de las direcciones de vertido se puede reconstruir el camino que seguiría la lluvia efectiva desde una celda hasta un punto de desagüe establecido y, por tanto, el tiempo que dicha celda tardaría en contribuir a la escorrentía total de la zona en dicho punto de desagüe para una velocidad de avance del flujo dada. Previamente es necesario determinar el número de superficies acumuladas que indica para cada celda el número de celdas aguas arriba que vierte a ella siguiendo la dirección de desagüe (Figura A: 35) y conocido el tamaño de celda, la superficie vertiente a cada punto de la matriz (O'Callaghan y Mark, 1984; Martz y de Jong, 1988). Esta matriz constituye la base para el cálculo de la red de desagüe ya que especificando un valor umbral de superficie mínima de desagüe para cada celda aguas arriba se distinguirá entre celdas del cauce y celdas de ladera si se considera que la red de desagüe debe incluir todos los puntos en los cuales la escorrentía se encuentra lo suficientemente concentrada como para que los procesos fluviales dominen sobre los procesos en laderas (O'Callaghan y Mark, 1984; Mark, 1984).

La unidad básica de estudio y análisis de los procesos hidrológicos y fluviales es la subcuenca vertiente a un punto de desagüe determinado (Beven y Word, 1983; Martz y de Jong, 1988). Para su obtención, es necesario comprobar que dicho punto de desagüe se sitúa sobre una celda con conexión al modelo de circulación en cauce. Esta comprobación se realiza a través del mapa donde se ha calculado previamente la red de desagüe. A continuación, el cálculo de las subcuencas vertientes a cada punto de desagüe así como el cálculo de las distancias del mismo a cada celda de la subcuenca se realizan partiendo de cada celda de desagüe recorriendo su subcuenca aguas arriba. El final de la iteración se alcanza cuando ya no hay celdas aguas arriba de la presente o cuando esa celda coincide con el inicio de otra subcuenca. Para el buen funcionamiento del algoritmo es imprescindible disponer de un Modelo Digital de Flujos sin rutas cerradas, como el que se consigue con el MDE corregido según el algoritmo previamente descrito.

El cálculo de los tiempos de viaje se realiza a partir de las direcciones de flujo se realiza contando el número de celdas por las cuales circula el flujo hasta alcanzar el punto de desagüe y, considerando una velocidad de avance del flujo en cada celda, se obtiene el tiempo que emplearía el exceso de lluvia de una celda concreta en llegar desde la misma al punto de desagüe correspondiente. De este modo se conoce en cada instante, qué celdas están contribuyendo al caudal registrado en el punto de desagüe y, conocido igualmente el exceso de lluvia disponible en dichas celdas, se puede determinar el caudal en el punto de desagüe así como la construcción del hidrograma en el mismo.

En cuanto a la velocidad de avance del flujo superficial, muchos autores han propuesto expresiones en función de parámetros del terreno, sin embargo dichas expresiones se basan a menudo en parámetros locales difíciles de calcular especialmente para el caso de flujo superficial (Olivera y Maidment, 1999). En este caso se estimó asignando valores directamente proporcionales a la proximidad de cada celda al cauce.

A3.6 Circulación en cauce

Existen dos posibilidades para la simulación del flujo dentro del cauce con WiM-Med. La primera es el modelo de detalle que resuelve las ecuaciones unidimensionales de un flujo no permanente en cauces naturales denominado GuadalFortran. Es en sí mismo un modelo avanzado de circulación en cauce, por lo que se presenta en un ejecutable propio separado del WiM-Med. Ambos modelos están perfectamente conectados entre sí a través de ficheros de texto con los resultados de WiM-Med de los hidrogramas en los puntos de desagüe de las subcuencas, que son los datos de entrada al río para el modelo GuadalFortran. Este modelo está pensado para su aplicación en periodos poco extensos (del orden del día e inferiores), con las mayores avenidas, para el cálculo preciso de los hidrogramas y las llanuras de inundación. Una explicación más detallada de las bases teóricas de este modelo se puede encontrar en la Documentación y Manual de Usuario del Modelo GuadalFortran v44.

Además de este modelo, WiM-Med incorpora un modelo de circulación en cauce sencillo y rápido basado en el método de Muskingum. Este modelo permite obtener resultados más generales sobre los caudales medios a escala de días/años en el cauce aunque no da información sobre llanuras de inundación.

Para utilizar el modelo con Muskingum el río se debe discretizar como un elemento lineal unidimensional dividido en tramos. En las uniones de los tramos es donde se pueden incorporar los caudales superficiales/subsuperficiales o los subterráneos procedentes de los acuíferos. Los primeros proceden de las subcuencas por circulación superficial /subsuperficial de cada celda, mientras que los acuíferos funcionan como depósitos formados a partir de un conjunto de celdas agregadas y vierten el caudal en un punto determinado. La circulación del hidrograma en cada tramo i para cada paso de tiempo t a través de la expresión de Muskingum requiere la definición del parámetro de tiempo de viaje o coeficiente de almacenamiento K y el de ponderación del amortiguamiento X para cada tramo. Dicha aproximación de Muskingum permite calcular el caudal saliente de cada tramo en el tiempo actual $Q(i, t)$ a partir del caudal saliente en ese mismo tramo en el tiempo anterior $Q(i, t-1)$ y del caudal saliente en el tramo inmediatamente aguas arriba en este mismo tiempo $Q(i-1, t)$ y en el tiempo anterior $Q(i-1, t-1)$:

$$Q(i, t) = C1 \cdot Q(i-1, t) + C2 \cdot Q(i-1, t-1) + C3(i, t-1) \quad (\text{E. 6.2-21})$$

$C1$, $C2$ y $C3$ son función de X , K y dt .

El algoritmo de resolución es iterativo y condicionado por las restricciones:

$$dt/K > 1 \quad (\text{en el tiempo})$$

$$dt/K > 2 \cdot X \quad (\text{en el espacio})$$

WiM-Med no permite definir factores de forma menores que 0, ni factores de almacenamiento menores de 0 o mayores que 0.5. Para el cálculo de la expresión de K en cada tramo se puede utilizar la ecuación de Cunge (1969) que relaciona este parámetro con la longitud del tramo, el radio hidráulico, la pendiente del cauce, la velocidad y la rugosidad de Manning.

Anejo 4

Las acequias de Sierra Nevada

A4.1 Introducción

Construidas y operativas desde época musulmán, las acequias existentes en Sierra Nevada constituyen uno de los primeros dispositivos para la recarga artificial de acuíferos de la Península Ibérica (Díaz, 1989). Este método de recarga se basa en aprovechar el periodo de deshielo, recibiendo aportaciones de los tramos altos de los ríos, con el fin de distribuir estos aportes a lo largo de las laderas y favorecer de esta manera su infiltración. Los efectos que la red de acequias tienen sobre el medio natural de Sierra Nevada son de gran importancia ya que ayudan a mantener una vegetación de gran interés, sirven de soporte a una fauna particular e inciden notablemente en el ciclo hidrológico de las cuencas en las que se encuentran.

Estas infraestructuras son básicamente canales construidos para conducir el agua, excavadas de forma tradicional en tierra o roca formando una parte importante del agro-ecosistema resultante de la interacción de la vida humana con el entorno (Cano-Manuel, 2000). Su utilidad va mucho más allá que el transporte de agua desde los cauces hasta los campos de cultivo, interfiriendo en el régimen natural de distribución de la red de drenaje existente en las subcuencas y contribuyendo, es decir, aumentando la recarga de los acuíferos locales.

Atendiendo al tipo de gestión que reciben y a su función, diferenciamos dos tipos principales de acequias:

- **Acequias de riego:** Su principal función es la de transportar el agua desde los cauces fluviales hacia los cultivos en sistemas abancalados (Navarro, 1983). Generalmente tienen bajas pendientes por lo que presentan grandes acumulaciones de finos que impermeabilizan el lecho evitando pérdidas de caudal. A pesar de esto, de manera general, la infiltración en las acequias de riego juega un papel importante en la dinámica de estos sistemas. Los sistemas de acequias de riego consisten en varias acequias escalonadas a lo largo de la ladera utilizándose las más altas para el riego de los pastizales de montaña y en las zonas más bajas para el riego de diferentes cultivos (Cano-Manuel, 2000). Estas acequias llevan agua sobre todo durante el periodo de máxima demanda de los cultivos que se desarrollan en la zona.
- **Acequias de careo:** Son fundamentalmente canales excavados en tierra o roca con pendientes mayores que las pendientes de las acequias de riego con el fin de evitar la menor deposición de elementos finos que impermeabilizan el cauce y dificultan la infiltración. Por lo tanto, la función principal de estas acequias es la de recargar los acuíferos, principalmente en zonas de baja pendiente, con el fin de aprovechar los recursos subterráneos para el regadío en el periodo estival disponiendo de una cantidad de agua más regular durante todo el año.

- Con este fin, parte del agua de los cauces es derivada durante el invierno y primavera hacia las acequias conduciéndola a zonas de baja pendiente en donde sea fácil su infiltración en zonas de recarga, denominadas “simas”, localizadas según la experiencia de la misma manera que se localizan las zonas de surgencias aguas abajo. El periodo de funcionamiento de las mismas abarca desde el comienzo de las lluvias en otoño alcanzando el máximo de explotación durante el periodo de deshielo en marzo-abril y manteniendo su función de recarga de acuíferos hasta que empieza a ser necesaria su utilización con fines de riego (Cano-Manuel, 2000).

Por lo tanto, es importante remarcar la diferencia temporal de funcionamiento que siguen las acequias de careo y de riego.

Las acequias de careo se utilizan cuando empiezan las lluvias de otoño y se mantienen cargadas (con caudal según la terminología local), hasta que empieza a ser necesaria el agua para riego en los terrenos de cultivo. Dado lo irregular de la distribución de las precipitaciones en estas zonas, en algunos años no se llegan a cargar. Los trabajos de carga se realizan a finales de verano o comienzos de otoño (ver Figura A: 36), por lo que no llevan agua durante un largo periodo de tiempo, que además es el más seco. Así, el matorral que invade los canales no es tan vigoroso como en las acequias de riego (Cano-Manuel, 2000). Durante la época de carga, las acequias requieren de una atención cuidadosa, por lo que uno o varios acequeros han de estar pendientes de las lluvias para subir a cargar la acequia en cuanto comienzan. Si la acequia es grande, suele tener varias zonas de descarga o simas y hay que subir regularmente para abrir o cerrar unas u otras.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Acondicionamiento												
Carga												

Figura A: 36. Época de ejecución de limpieza y reparación en una acequia de careo y periodo de carga. (Cano-Manuel, 2000).

Por el contrario, la gestión de las grandes acequias de riego es más compleja. El caudal que pueden extraer, se centra en los meses de mayor demanda de riego entre los meses de abril-septiembre (Figura A: 37). Este caudal puede calcularse en función de la superficie de riego que se beneficia de ellas y las necesidades de agua en las diferentes épocas del año, aunque en la práctica, no suele haber un control del caudal que extrae cada Comunidad de Regantes (Cano-Manuel, 2000), por lo que la obtención de datos de caudal es muy complicada. También existe la figura del acequero, cuya principal función en este caso es el reparto de agua entre los diferentes regantes, además de la supervisión de la acequia y la reparación de las pequeñas roturas que se producen antes de que puedan llegar a ocasionar daños de consideración.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Acondicionamiento												
Carga												

Figura A: 37. Época de ejecución de limpieza y reparación en una acequia de riego y periodo de carga. (Cano-Manuel, 2000)

Además del sistema de acequias principales, existen acequias de pequeña envergadura que aprovechan las múltiples surgencias, asociadas al flujo subterráneo a través de la red de fracturas, procedentes del flujo a través de las fracturas, conduciendo el agua a parcelas más o menos grandes. La cantidad de agua que recogen este tipo de captaciones no es muy grande aunque se ha de tener en cuenta que pueden ser numerosas y su influencia relativa puede llegar a ser importante.

A4.2 Efectos de las acequias en la hidrología

La intrincada red de acequias existente en Sierra Nevada ejerce unos efectos importantes en la hidrología local, interviniendo en diferentes procesos del ciclo hidrológico como la escorrentía superficial, infiltración, evapotranspiración, por citar algunos.

Al interceptar agua en diferentes puntos de los cauces naturales, las acequias aumentan distribución espacial del agua potenciando y aumentando otros procesos como la infiltración o la evapotranspiración. Además en algunas ocasiones llevan agua de unas cuencas hacia otras cuencas o subcuencas que disponen de forma natural de menos agua realizando auténticos trasvases. Cuando el caudal interceptado por las acequias es grande, debido a un gran número de conexiones, los ríos pueden llegar a quedar secos, alterándose el régimen natural de los cauces, con las implicaciones que esto puede suponer para la dinámica ecológica de los ríos.

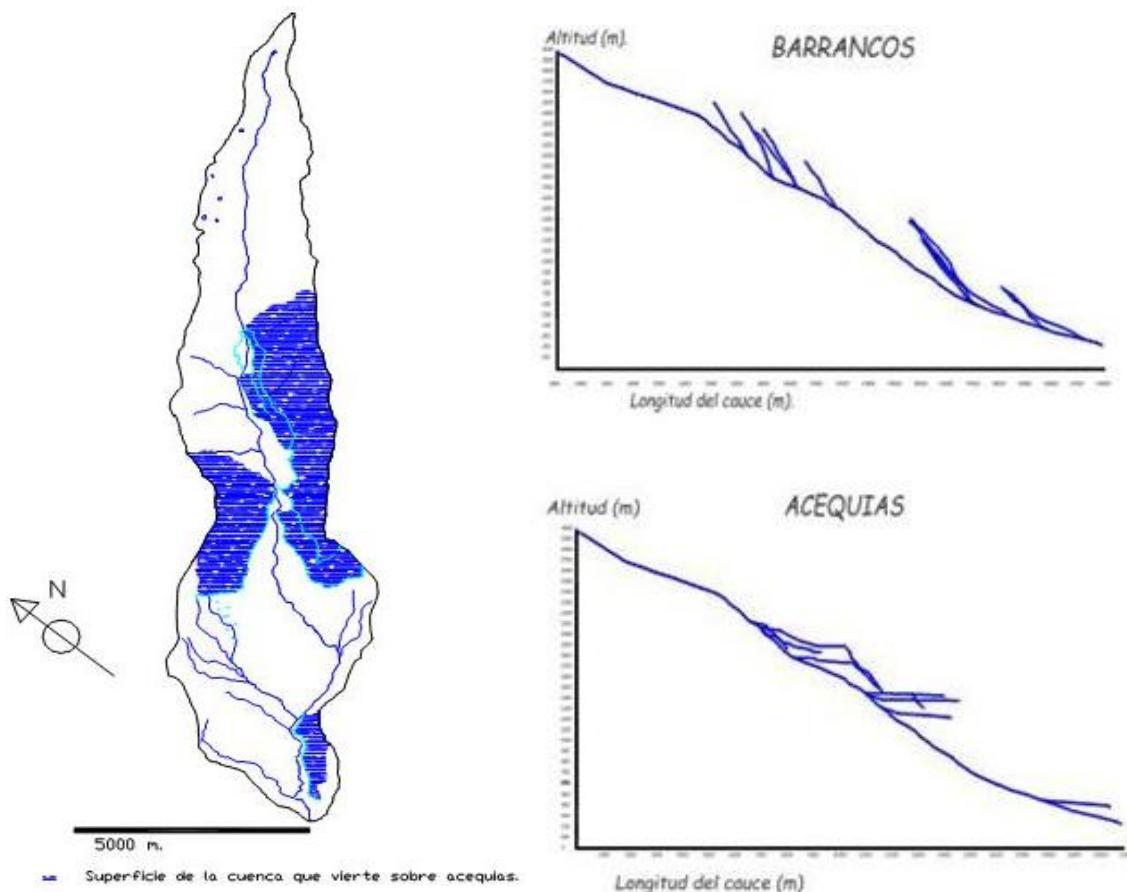


Figura A: 38 a-b. Superficie de la cuenca del río Lanjarón que vierte sobre una acequia en lugar de hacerlo sobre la red de drenaje natural. Comparación entre la red natural de drenaje y la formada por las acequias. Perfil longitudinal del río Lanjarón, de los barrancos que vierten en él y de las acequias que salen de él. (Figura tomada González Ayestarán, R. 2000).

Por otra parte, esta nueva redistribución artificial ejerce un efecto de disminución de la energía hidráulica del agua circulante ya que interrumpen la escorrentía de la ladera y conducen el agua por unos canales de menor pendiente que los cauces naturales. En muchas ocasiones, además, interceptan los propios barrancos (Cano-Manuel, 2000).

En la figura A:38 a se muestra la superficie correspondiente a una ladera del río Lanjarón en donde la circulación de agua a lo largo de la ladera, es interceptada por la acequia siendo ésta superior al 30% del total. Esto da una idea de la importancia hidrológica que el sistema de acequias puede tener (González Ayestarán, 2000). En este sentido es importante señalar la retención de agua en la cuenca que, de otra manera se evacuaría rápidamente por los cauces, por lo que se fomenta la infiltración en el canal de la acequia, en la sima o en el campo de cultivo, retardándose el tiempo de salida del agua en cada subcuenca.

Como se puede comprobar en la Figura A: 38 b la red de drenaje artificial que forman las acequias, es muy diferente de la red natural. Este hecho tiene unos efectos muy importantes sobre la capacidad erosiva del agua circulante y sobre el tiempo de retención y la velocidad de salida del agua de las cuencas. No en vano, el efecto que se pretende conseguir con la práctica de los careos es el de retardar la salida de agua en cada subcuenca favoreciendo la infiltración de ésta en los acuíferos.

Por otra parte, la redistribución del agua a través del sistema de acequias influye notablemente en el balance hídrico anual de cada subcuenca, aumentando las salidas del sistema por evapotranspiración. Este aumento se produce tanto por el efecto del riego en los diferentes cultivos y en los pastos regados por las acequias, como por aquella vegetación silvestre asociada a las filtraciones que éstas producen. Estas pérdidas inducidas han de tenerse muy en cuenta a la hora de valorar los registros de caudales medidos en las diferentes estaciones y compararlas con los datos simulados con un modelo físico basado en entradas por precipitación.

Es importante señalar que, además de las acequias, existen otras técnicas agrícolas en Sierra Nevada o en las zonas limítrofes que tienen un importante efecto regulador del ciclo hidrológico como las boqueras, las cañadas, y atochadas (Ayuso *et al.* 1986). Estas técnicas, al igual que las acequias de careo, se utilizan para aprovechar el agua estacional y evitar que se vaya de forma rápida de la cuenca a través de la red de drenaje natural. En estas técnicas, el almacenamiento de agua se produce en el suelo donde se establece el cultivo.

La agricultura que se practica tiene unos efectos hidrológicos muy importantes dada la gran extensión superficial que afecta. La estructura en terrazas y el resto de técnicas agrícolas aumentan la infiltración y reducen la escorrentía (Cano-Manuel, 2000).

Estos efectos son importantes ya que repercuten de manera directa en los diferentes los procesos que se desarrollan de forma natural en una cuenca por lo que, a la hora de comparar los resultados simulados por un modelo, se han de tener en cuenta, identificando y valorando su influencia.

A4.3 Inventario de acequias

En la Figura A: 39 se muestra la distribución del inventario de las principales acequias de riego y de careo promovido por el Parque Nacional de Sierra Nevada y desarrollado por la empresa Tragsa en el año 2000. En este estudio, además de localizar y referenciar las diferentes acequias, se analizan aspectos importantes como la relevancia de cada una de ellas, el estado de conservación y las diferentes propuestas de acondicionamiento y mejora. Lamentablemente se aportan muy pocos datos sobre los caudales transportados y su distribución en el tiempo. En las tablas 33-35 se exponen las acequias inventariadas, destacando el uso (careo/riego), estado, importancia, pueblos a los que sirve, y caudal estimado.

Para los objetivos específicos de esta tesis, las subcuencas de Trevélez, Cádiar y Lanjarón tienen importancia ya que se han considerado en el proceso de estudio de la relación almacenamiento-descarga a través de los recesos registrados en las diferentes estaciones de aforo. La importancia de las acequias en este sentido es muy clara ya que podrían interferir en esta relación dando resultados engañosos. Estas subcuencas se han utilizado también para el proceso de calibración correspondiente a las aportaciones subterráneas en las zonas acuíferas pertenecientes a Sierra Nevada.

Por otra parte, la subcuenca de Poqueira, conjuntamente con Cádiar y Trevélez, ha de ser incluida en el estudio de acequias ya que la influencia de éstas en estas tres subcuencas es muy importante en la validación del modelo, realizado en Órgiva.

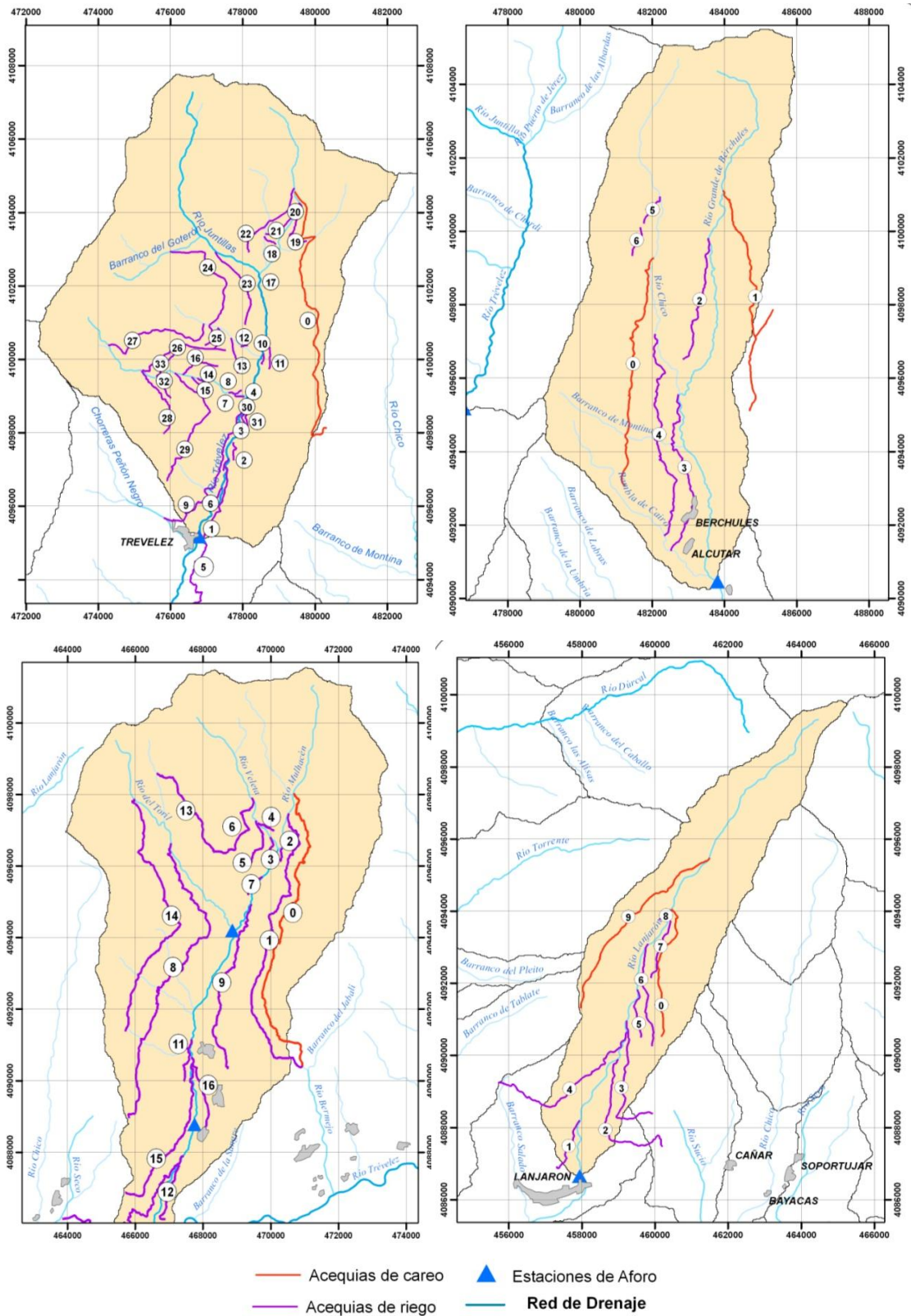


Figura A: 39. Distribución de las diferentes acequias inventariadas en las subcuencas de estudio

Tabla 33; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Cádiar.

SUBCUENCA DE CÁDIAR						
IDENTIFICADOR	PUEBLOS A QUE SIRVE	ACEQUIA	USO	ESTADO	IMPORTANCIA	CAUDAL INVENTARIADO (m ³ /s)
0	Bérchules	Del Espino	Careo	De tierra. Está en buen estado de conservación	Recarga de acuíferos	-
4	Bérchules	Grande	Riego	De tierra y hormigón. Estado un poco descuidado	Vegetación de interés dependiente de la acequia. Castañares, etc.	-
3	Bérchules, Alcutar	Nueva	Riego	De tierra y hormigón. Algunos tramos bien conservados y otros con problemas de estabilidad	Vegetación de interés dependiente de la acequia. Castañares, etc. Riego de la vega de Bérchules y Alcutar. Atraviesa el casco urbano de Bérchules y se puede hacer un paseo de gran interés.	-
2	Bérchules.	De las Hoyas	Riego. Acequia de gestión y uso particular de sus usuarios	De tierra y bien conservada		-
1	Mecina-Bpbarón, Bérchules	De Mecina	Careo	De tierra. Muy bien conservada	Una de las principales acequias de careo de Sierra Nevada. Recarga de acuíferos y ejemplo a seguir en otros lugares	-
5, 6	Acequia de riego de pastizales		Riego			-

Como se puede observar, la subcuenca de Trevélez, correspondiente al punto de cierre de la estación de aforo situado en el propio pueblo, es la que cuenta con mayor número de acequias inventariadas, con un total de 33. Estas acequias captan agua desde las zonas más altas de la subcuenca, en el río Juntillas y en el río Puerto de Jerez, de la vertiente occidental, en el río Culo de Perro y, principalmente, del propio río Trevélez, configurando el sistema de acequias mejor desarrollado y conservado de Sierra Nevada.

La existencia de una ganadería de vacuno muy importante ha permitido que las acequias altas se conserven todas en uso. Gran parte de ellas regaban cultivos aunque hoy se usan para regar pastizales. En Trevélez aún se conserva la tradición de la trashumancia por parte de pastores que pasan el invierno en la Sierra de Gádor. Además, muchos habitantes del pueblo se desplazan a la sierra en verano para cuidar del ganado (Cano-Manuel, 2000).

Es importante señalar el papel de la acequia de Bérchules, que realiza un trasvase desde esta subcuenca hacia la subcuenca de Cádiar. Como se ha mencionado, la realización de transferencias de caudal de una subcuenca a otra, es una práctica habitual en la zona.

La subcuenca de Lanjarón tiene un sistema de acequias muy bien conservado. Hay dos acequias de careo importantes, la acequia Alta y acequia Ventura y más de 20 acequias de riego que distribuyen el agua por toda la cuenca (Cano-Manuel, 2000). Las acequias de esta subcuenca se caracterizan por la regulación del ciclo hidrológico y por el riego de numerosos castañares asociados a las propias acequias. La acequia Nueva, de riego, realiza un trasvase de agua desde el río Lanjarón hacia la subcuenca del barranco Salado.

Por último, la subcuenca de Cádiar, dentro ya de la denominada Alpujarra seca, es destacable por el aumento de las acequias de careo. La acequia del Espino realiza un trasvase desde el río Grande de Berchules hacia la subcuenca de Mecina Bombarón, estando en buen estado de conservación y actuando en diferentes simas en la recarga de acuíferos.

Tabla 34; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Trevélez.

SUBCUENCA DE TREVÉLEZ						
IDENTIFICADOR	ACEQUIA	PUEBLOS A QUE SIRVE	USO	ESTADO	IMPORTANCIA	CAUDAL INVENTARIADO (m ³ /s)
0	Bérchules	Trevélez y Bérchules	Careo.	De tierra.	Recarga de los acuíferos	-
28-24-21-22-20	Del Mingo, del Cura, de la Pradera Artera, del Puerto, de la hoya del Toro	Trevélez	Riego de pastizales. Acequias de uso particular gestionadas por los pastores.	De tierra y bien conservadas.	Extienden los pastizales de alta montaña.	-
Subsuenca inferior	Gorda	Trevélez	Riego de la vega de Trevélez. Muchos terrenos agrícolas se convierten en pastizales.	De tierra. Muy bien conservada.	Extiende los pastizales. Gran valor paisajístico.	0,2
9	Nueva	Trevélez	Riego de la vega de Trevélez	De tierra. Muy bien conservada	Arboledas de diferentes especies dependen de esta acequia que además tiene un gran valor ambiental.	-
Subsuenca inferior	Busquistar	Busquistar, Pórtugos	Riego.	De tierra. Bien conservada	Arboledas de diferentes especies dependen de esta acequia que además tiene un gran valor ambiental	0,2
5	Cástaras.	Cástaras, Nieves y varios pueblos de La Contraviesa.	Riego y careo en época de excedente de agua.	De tierra. Muy bien conservada	Arboledas de diferentes especies dependen de esta acequia que además tiene un gran valor ambiental	0,34
Subsuenca inferior	Almegijar	Almegijar.	Riego. Esta acequia es una de las últimas que se construyeron, en el siglo XIX por lo que solo tiene derecho al agua que sobra de otros aprovechamientos.	De tierra y hormigón. Con problemas para su conservación al haber pocos regantes	Algunas arboledas dependen de esta acequia.	-
Subsuenca inferior	Alta, Del cerezo y de las Merguizas	Trevélez. Toman del río Chico de Trevélez.	Riego.	De tierra y tubos en los tramos próximos a las tomas. El barranco del Río Chico tiene problemas de estabilidad	Riego de la vega de Trevélez	-
1-2-3-4-6-7-8-10-11-12-13-14-15-17-18-19-25-29-30-31	Sin nombre		Acequias de riego de pastizales			-

Tabla 35; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Lanjarón.

SUBCUENCA DE LANJARÓN					
IDENTIFICADOR	ACEQUIA	USO	ESTADO	IMPORTANCIA	CAUDAL INVENTARIADO (m ³ /s)
0	Alta	Careo	De tierra. Bien conservada	Regulación del ciclo hidrológico	-
7,3,5	Clavellina, Encinillas y Barros	Riego	De tierra. Algo descuidado	Riego de la sierra de Lanjarón	-
4	Nueva	Riego y eventualmente careo	De tierra. Bastante bien conservada	Riego de una amplia zona, recarga de acuíferos y castañares importantes en su borde	-
2	Mezquerina	Riego	De tierra. Bastante bien conservada	Riega una amplia zona y castañares importantes en su borde	-
1	Secarta	Riego	Entubada casi todo su recorrido	Riega la vega de Lanjarón y consumo humano	-
9	Ventura	Careo	Tierra, media caña de hormigón y tubo corrugado	-	-
6	Rascabejar	Riego			

Tal y como se ha descrito, el inventario de acequias desarrollado por Tragsa tan solo contempla las características básicas de las acequias existentes sin aportar datos de caudal.

Tan solo algunos estudios puntuales que se han centrado en la caracterización de zonas regables de la cuenca del Guadalfeo han aportado datos correspondientes a la extracción potencial de caudal en función de las demandas de agua requeridas por las zonas regables. Estos estudios se basan tanto en la superficie de riego como en el tipo de cultivo determinando, a partir de esto, la evapotranspiración del cultivo (ET_c) y, seguidamente, las necesidades de riego (NR). Según el estudio realizado por Vivas (2003) las subcuencas de Cádiar, Trevélez y Lanjarón presentan los siguientes valores de superficie de cultivo (SC), ET_c y NR :

Tabla 36; Tabla correspondiente a las superficies de cultivo, ET_c y Necesidades de riego.

	SC (ha)	ET _c (hm ³)	NR (hm ³)
Lanjarón	158	3,31	2,81
Trevélez	580	30,38	5,02
Cádiar	713	37,38	6,23

A partir de estos datos son destacables las altas necesidades de riego demandadas por la subcuenca de Cádiar en contraste con la baja cantidad de acequias inventariadas. Esta alta demanda se debe a la elevada superficie de riego correspondiente a cultivos hortícolas que se estiman en 713 ha. (Vivas, 2003). La subcuenca de Trevélez, sin embargo, y a pesar de contar con más de treinta acequias inventariadas, tiene unas necesidades de riego menores debido a una superficie de riego de huertas menor (580.7 ha.).

Tabla 37; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Poqueira.

SUBCUENCA DE POQUEIRA						
IDENTIFICADOR	ACEQUIA	PUEBLOS A QUE SIRVE	USO	ESTADO	IMPORTANCIA	CAUDAL INVENTARIADO (m ³ /s)
13	Amoladeras	Capileira	Riego de pastizales de alta montaña.	Abandonada.		-
6	Sabinal	Capileira	Riego de pastizales de alta montaña. Gestionada por pastores.	Abandonada.		-
5	Naute	Capileira	Riego de pastizales de alta montaña. Gestionada por pastores.	De tierra. En uso.	Extiende pastizales de alta montaña. Las filtraciones dan agua a un cortijo.	0.013
3	Juan Noguerras	Capileira	Riego de pastizales de montaña. Gestionada por pastores.	De tierra. En uso.	Extiende pastizales de montaña.	-
7	Cortijuelos	Capileira	Riego de pastizales de montaña. Gestionada por pastores.	De tierra. En uso.	Extiende pastizales de montaña.	-
8	Nueva de Capileira	Capileira	Riego.	Reparado un tramo mediante una tubería enterrada. Está prácticamente abandonada.		-
14	Castillejo	Capileira	Riego.	Reparada por las Administraciones mediante canaletas de hormigón y maquinaria. Casi abandonada.		0,3
9	Lugares de Capileira, Pampaneira y Bubión	Capileira, Pampaneira y Bubión	Riego.	De tierra. Muy bien conservada.	Importante para la conservación de vegetación de interés.	0,25
15-16	Cachariches.	Pampaneira y Carataunas	Riego.	De tierra y tubos. Tiene graves problemas de estabilidad.	Castañares dependientes de la acequia. Contribuye a estabilizar la ladera.	0.17
10	Nueva de Órgiva.	Pampaneira, Carataunas y Órgiva	Riego.	De tierra y tubos. Está bien conservada.	Vegetación de interés a lo largo de su borde. Importancia para la estabilidad de la ladera en algunos tramos.	0.25-0.45
0,1	Alta y Baja de Pitres	Pitres, Pórtugos, Mecina-Fondales y Ferreirola	Riego. Estas acequias llevan el agua a otra cuenca y la dejan caer por el Río Bermejo, de donde se aprovecha mediante acequias secundarias. La acequia Alta solo se usa cuando hay abundancia de agua.	De tierra casi todo su recorrido. Muy bien conservadas.	La infiltración de agua en estas acequias es importante para recargar acuíferos. Extiende los pastizales de montaña en la primera parte de su recorrido.	0.34
2,4	Acequias de riego de pastizales					

Otro aspecto importante a la hora de estimar los caudales extraídos por las acequias, se encuentra relacionado con el funcionamiento de éstas, es decir, su gestión como infraestructuras de reparto de agua en cuanto a periodos de explotación. Este reparto entre las distintas comunidades se organiza tanto en función del tiempo, principalmente días al mes, como de una cantidad proporcional al caudal, que puede ser variable (Vivas, 2003).

El estudio realizado por Vivas en 2003 se centró principalmente en la cuenca del río Poqueira analizando las diferentes acequias y estimando sus caudales máximos. Se confirmaban en este estudio caudales máximos dispares en función del tipo de acequia las diferentes demandas de riego, pudiendo llegar a 0.5 m³/s tan solo para aquellas acequias importantes y con grandes demandas de riego, como Acequia Nueva, o 0.17 m³/s para acequias de menor capacidad.

Otro dato importante que se extrae de dicho estudio, es la marcada estacionalidad en la explotación de las acequias con caudales que pueden ser de 0.18 m³/s durante los meses de abril a septiembre y de 0.058 m³/s desde septiembre hasta el mes de abril (Sánchez Fernandez, 1997). Esto coincide con las diferencias entre periodos de explotación entre acequias de careo y acequias de riego por lo que no es de extrañar que en muchos casos, las acequias de riego, toman el papel de recarga de acuíferos.

A4.4 Estimación de caudales de extracción

La necesidad de acotar el volumen de extracción por acequias en este estudio y la falta de datos existente hacen necesaria la estimación de los caudales máximos que éstas pueden cargar en función de sus características.

La metodología seguida en la estimación de estos caudales se basa por un lado en el inventario existente realizado por la empresa pública Tragsa en el año 2000 y descrito en el apartado anterior, completándolo con las estimaciones correspondientes al estudio realizado por Vivas, cuyo estudio en cuanto a comportamiento en régimen de explotación podría ser extrapolable a las subcuencas consideradas para el periodo de calibración y validación.

Esta información se ha completado con campañas de campo realizadas de manera puntual en algunas de las acequias más importantes de la zona de estudio. Este trabajo no se ha efectuado de manera continua debido al gran esfuerzo y la gran cantidad de tiempo que llevaría la realización del mismo. Con estas campañas puntuales, se ha pretendido cotejar las capacidades máximas que las acequias más importantes de las subcuencas de estudio pueden llevar, con el fin de establecer diferentes hipótesis de extracción.

Es importante destacar que, a pesar del cálculo de estos caudales máximos, se ha de tener en cuenta que ha sido realizado sobre las acequias “inventariadas”, siendo conscientes de la existencia de un número mayor de éstas. Por otra parte, en las diferentes campañas de campo realizadas, se ha podido comprobar cómo, en algunos tramos de río, se construyen rápidamente y de manera provisional diferentes derivaciones del caudal. Por todo esto, se ha de tener en cuenta que este estudio constituye una mera aproximación y que tiene como único objetivo, la estimación del volumen extraído para el proceso de calibración y validación.

En la imagen A:40 se muestra una fotografía correspondiente a una de las campañas de campo en las que se tomaron medidas de caudal en acequia utilizando para ello un caudalímetro FP101 Global Flow Probe de la marca Global Water, caracterizando la sección y la pendiente media del tramo.



Figura A: 40. Fotografía correspondiente a una campaña de estimación de caudal de acequias.

A4.4.1 Subcuenca de Cádiar

A partir de los estudios anteriores se han podido deducir las grandes necesidades hídricas requeridas por las diferentes comunidades de regantes para la subcuenca de Cádiar. La pervivencia de cierta agricultura en la zona junto con las dificultades de acceso, han permitido una buena conservación de la red de acequias tradicional y una escasa presencia de tramos impermeabilizados (Fernandez *et al.*, 2005). Los caudales medidos tanto en la acequia Real como en acequia Nueva de Bérchules pueden ser importantes con un potencial alto de caudal debido a las secciones que presentan. Esta subcuenca mantiene un entramado complejo de acequias tanto de careo como de riego.

La acequia de Mecina es la mayor acequia de careo de toda Sierra Nevada, encontrándose en buen estado de conservación y con una sección que puede llegar a ser muy grande. Lleva agua desde el río grande de los Bérchules hasta la cuenca del río Mecina encontrando en su recorrido hasta 20 simas que recargan los acuíferos con el fin de retrasar la época de salida de agua de la cuenca y mantener un mayor caudal en verano. El caudal máximo de esta acequia se ha estimado en 0.4 m³/s. La acequia del Espino, se encuentra en buen estado de conservación y su sección es variable, realizada en tierra. Su caudal máximo se ha estimado menor que la acequia de Mecina, pudiendo llegar a los 0.3 m³/s.

La acequia de Bérchules es la más importante en cuanto a extensión y reparto de agua. Esta acequia de careo transcurre sobre una unidad relativamente homogénea de comportamiento acuífero muy limitado salvo en las zonas altas, en donde es factible la recarga en el manto de alteración por fisuración y microfisuración.

De menor relevancia son las acequias que tienen como objetivo el riego de diferentes pastizales en zonas altas. En el inventario se destacan dos que cogen sus aguas de río Chico aunque es muy probable la existencia de más acequias de este tipo. En general este tipo de acequias cuentan con secciones poco importantes por lo que podríamos estimar su caudal máximo en torno a los 0.15 m³/s.

Por lo tanto, a partir de los datos obtenidos según las características de las acequias inventariadas, el caudal máximo de riego se estima en $1.1 \text{ m}^3/\text{s}$ mientras que el caudal máximo de careo podría llegar en esta subcuenca a los $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$.

A4.4.2 Subcuenca de Trevélez

El régimen de caudales del río Trevélez es muy particular y se encuentra fuertemente regulado por la acción antrópica dominante en la cuenca. La acumulación de nieve en esta subcuenca y su importancia posterior al infiltrarse y alimentar el flujo subsuperficial fracturado. En este proceso juegan un papel fundamental las acequias y la práctica del careo, que contribuye a mantener la disponibilidad de agua en las surgencias, mantiene la humedad del suelo y la vegetación de laderas. Del río Trevélez se derivan acequias que se van a utilizar en la propia cuenca, unas de ellas para regar pastizales y otros cultivos. Además de ello parten numerosas acequias hacia las cuencas vecinas. Las acequias que parten hacia el este tienen un importante papel de careo por lo que se ha tomado este punto como el límite de La Alpujarra Húmeda. (Cano-Manuel, 2000).

La acequia de Cástaras es una de las que producen mayor extracción de caudal y provoca que aguas abajo de este tramo el río se seque. El caudal transportado por la acequia es de 300 l/s hasta llegar al partididor de la divisoria de la subcuenca en donde una pequeña parte es devuelta al río conduciendo el resto hacia la cámara de suministro para el trasvase a La Contraviesa (Moñino *et al.*, 2004).

La acequia de Bérchules está construida en tierra y tiene numerosas pérdidas de caudal con un elevado coste de mantenimiento. El caudal que en ella se puede llegar a transportar puede alcanzar los $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

La acequia Nueva es una de las acequias de riego más importantes encargada del riego de las huertas de la vega de Trevélez. De su caudal dependen numerosas arboledas por lo que se le atribuye un gran valor ambiental. Es una acequia de tierra muy bien conservada y cuyo caudal máximo podría acotarse en torno a los $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Las acequias del Mingo, del Cura, de la Pradera Artera, del Puerto, de la hoya del Toro y Gorda están todas ellas construidas en tierra y tienen como principal objetivo el riego de pastizales gestionadas principalmente por los pastores locales. Igual que en casos anteriores, su caudal es poco importante pudiéndose acotar con un máximo de $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ por acequia.

La gran cantidad de acequias de riego de pastizales, 20 inventariadas, extraen un caudal importante en las zonas altas en donde son gestionadas por los pastores, captando caudales de los diferentes ríos (río Juntillas, Barranco del Goterón, río Puerto de Jeréz,...) si bien la extracción individual de cada una de ellas no es demasiado importante debido a los bajos caudales de los ríos en donde captan el agua. De manera general se pueden considerar $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$ como el caudal máximo medio de estas acequias.

Las estimaciones de caudales máximos correspondientes a la subcuenca de Trevélez son mayores que las estimadas para la subcuenca de Cádiar a pesar de tener menores demandas hídricas de riego según los estudios realizados. Esto se debe principalmente al uso ganadero y de riego de pastizales que se desarrolla en esta zona.

Por lo tanto, los caudales máximos inventariados, podrían estimarse para esta subcuenca en $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ para acequias de careo y en $3.3 \text{ m}^3/\text{s}$ para las acequias de riego.

A4.4.3 Subcuenca de Lanjarón

La subcuenca de Lanjarón cuenta con una red de acequias menos densa que las subcuencas anteriores. En la parte alta de la subcuenca se han inventariado al menos 4 acequias de careo aunque la más importante es la de Acequia Alta, con casi 4 km. de longitud. En la parte media se encuentran tres acequias de dimensiones medias, la Acequia de Rascabejar, la Acequia de Clavellina Encinillas y Barros. Estas acequias de riego se encuentran construidas en tierra y su caudal máximo no pasa, en función de sus secciones, de 0.15 m³/s. La Acequia Alta distribuye el agua por la parte sur-oriental de la subcuenca y actúa eventualmente como acequia de careo. Debido a la amplia superficie de riego a la que se destinan sus recursos, su caudal máximo puede aproximarse en 0.4 m³/s.

En la parte inferior de la subcuenca y próximas a Lanjarón se identifican varias acequias de riego que realizan pequeños trasvases hacia el exterior de la cuenca.

A partir de estas estimaciones podemos concluir con unos caudales máximos de riego en torno a los 0.7 m³/s y 0.9 m³/s para el caso de acequias de riego.

A4.4.4 Subcuenca de Poqueira

La subcuenca del río Poqueira cuenta con un sistema de acequias muy desarrollado aunque muchas de ellas se encuentran en la actualidad en estado de abandono. Debido al abundante caudal transportado por el río, el empleo de la técnica de careo en esta subcuenca no ha sido necesario, por lo que todas las acequias existentes son de riego. Así, las acequias de riego de pastizales de las Amoladeras y El Sabinal se encuentran abandonadas, así como las grandes acequias de riego de Capileira y las acequias menores de Cabeza Ladrona, Burgos y Arrabal. Es una consecuencia del grave proceso de abandono de la agricultura en los municipios de Pampaneira, Bubión y Capileira. (Cano-Manuel, 2000).

El estudio realizado por Vivas (2003) puso de manifiesto los elevados caudales que podían transportar algunas de las acequias de esta subcuenca, como Acequia Nueva, con la posibilidad de transportar hasta 0.45 m³/s debido a las grandes exigencias de riego de la zona.

A4.5 Resumen general

Debido a la importancia de las extracciones realizadas por las acequias en la zona de estudio, se ha considerado conveniente la estimación de estos caudales para tenerlos en cuenta en el proceso de calibración del modelo de aportaciones subterráneas. Los valores obtenidos constituyen una mera aproximación realizada a partir de las acequias inventariadas y de las necesidades de riego descritos en estudios precedentes. Esta información ha sido complementada con campañas de campo puntuales en donde se han tomado medidas de algunas de las acequias más importantes.

Teniendo en cuenta esto, se han elaborado dos hipótesis de extracción de caudales por acequias que serán sumadas a los registros de caudales existentes en las tres estaciones de aforo consideradas en este estudio. Estas dos hipótesis se diferencian en distintos porcentajes de extracción desde los cauces y los caudales máximos determinados para cada subcuenca. Se ha diferenciado también en dos periodos diferentes correspondientes a riego y careo atendiendo a las diferencias estacionales de demanda de agua.

Una vez seleccionados los caudales máximos de cada subcuenca, se asignaran diferentes hipótesis de extracción de caudales a partir de los datos medidos en la estación de aforo según diferentes

porcentajes de manera que resume las múltiples extracciones realizadas aguas arriba. Si el valor calculado a partir del porcentaje aplicado para cada hipótesis supera el valor máximo estimado para el total de la subcuenca, se considerará este valor máximo. Este procedimiento se realizará en dos épocas de explotación diferenciadas correspondientes a la explotación por careo y la explotación de riego, siendo en estas últimas mucho mayores. El periodo considerado para el careo será desde enero-abril y de octubre-diciembre mientras que para el riego se aplicará al periodo mayo-septiembre.

Tabla 38; Datos del inventario correspondiente a las acequias más importantes en la subcuenca de Órgiva.

	IDENTIFICADOR	ACEQUIA/USO	CAUDAL INVENTARIADO (m ³ /s)	CAUDAL MÁXIMO ESTIMADO (m ³ /s)
SUBCUENCA DE CÁDIAR	0	Del Espino/Careo	-	0,35
	4	Grande/Riego	-	0,2
	3	Nueva/Riego	-	0,3
	2	De las Hoyas/Riego	-	0,25
	1	De Mecina/Careo	-	0,3
	5, 6	Pastizales/Riego	-	0,35
				Total careo=0,7
SUBCUENCA DE TREVÉLEZ	0	Bérchules/Careo	-	0,15
	28-24-21-22-20	Del Mingo, del Cura, de la Pradera Artera, del Puerto, de la hoya del Toro/Riego	-	0,5
	Subsuenca inferior	Gorda/Riego	0,2	
	9	Nueva/Riego	-	0,1
	Subsuenca inferior	Busquistar/Riego	0,2	
	5	Cástaras/Careo	0,35	
	Subsuenca inferior	Almegijar/Riego	-	0,1
	Subsuenca inferior	Alta, Del cerezo y de las Merguizas/Riego	-	0,2
1-2-3-4-6-7-8-10-11-12-13-14-15-17-18-19-25-29-30-31	Sin nombre/Riego	-	2	
			Total careo=0,5	Total riego=3,3
SUBCUENCA DE LANJARÓN	0	Alta/Careo	-	0,15
	7,3,5	Clavellina, Encinillas y Barros/Riego	-	0,4
	4	Nueva/Careo	-	0,4
	2	Mezquerina/Riego	-	0,2
	1	Secarta/Riego	-	0,15
	9	Ventura/Careo	-	0,15
	6	Rascabejar/Riego	-	0,15
			Total careo=0,70	Total riego=0,9
SUBCUENCA DE POQUEIRA	13	Amoladeras/Riego	-	0,2
	6	Sabinal/Riego	-	0,2
	5	Naute/Riego	0,013	-
	3	Juan Noguerras/Riego	-	0,1
	7	Cortijuelos.	-	0,2
	8	Nueva de Capileira/Riego	-	0,15
	14	Castillejo/Riego	0,3	-
	9	Lugares de Capileira, Pampaneira y Bubión/Riego	0,25	-
	15-16	Cachariches/Riego	0,17	-
	10	Nueva de Órgiva/Riego	0,45	-
	0,1	Alta y Baja de Pitres/Riego	0,34	-
	2,4	Acequias de riego de pastizales/Riego	-	0,2
			Total careo=0,	Total riego=1,57