

# Trabajo Fin de Máster



Facultad de Ciencias

Universidad de Málaga

*Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente*

*Evaluación de los recursos hídricos en una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos.*



**José Antonio Cabrera Arrabal**

**Málaga, Septiembre de 2014**





UNIVERSIDAD  
DE MÁLAGA

**Facultad de Ciencias**

**Universidad de Málaga**

*Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente*

*Evaluación de los recursos hídricos en una cuenca  
de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra  
Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos  
agregados y semidistribuidos.*

Vº Bº del director del T.F.M.

Fdo Dr. D. Sergio Martos Rosillo

El alumno.

Fdo. José Antonio Cabrera Arrabal

Septiembre 2014



## AGRADECIMIENTOS

*A mi tutor del TFM Sergio Martos Rosillo por su tiempo, su valiosa ayuda y consejos, y también quiero agradecerle el conocimiento que me ha aportado durante la realización de este trabajo, muchas gracias.*

*A todo el personal del Instituto Geológico y Minero de España de la Unidad de Granada, por ayudarme en cuanto he necesitado, y en especial a la persona de Juan Carlos Rubio Campos, director de la Unidad de Granada y tutor de mis prácticas de empresa.*

*Al coordinador del Máster, el profesor Bartolomé Andreo Navarro por su gestión para poder hacer las practicas en el IGME, y al profesor Pablo Jiménez Gavilán por la información facilitada y por su disponibilidad cada vez que se le ha requerido.*

*A la Agencia Estatal de Meteorología por la cesión de los datos de las estaciones meteorológicas.*

*A la Junta de Andalucía, especialmente a Manolo López, y a Gonzalo Carrero y Eduardo Navarrete de la Agencia de Medio Ambiente y Agua, por la cesión de los datos de la estación de aforo de Narila y los datos de la estación meteorológica de Tajos de Breca, ya que sin esta información hubiese sido imposible elaborar de este trabajo.*

*A todos los compañeros del Máster, por estar siempre dispuestos a ayudar.*

*Y por último a mi familia, por su apoyo incondicional.*



## **ÍNDICE GENERAL**

### **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

1.1. Justificación del estudio	1
1.2. Consideraciones generales. Balances de agua en cuencas hidrológicas y principales regímenes de alimentación	3
1.3. Los modelos hidrológicos	10
1.4. Localización geográfica	16
1.5. Objetivos	18
1.6. Estructura del Trabajo Fin de Máster	19
1.7. Referencias	20

### **CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO**

2.1. Relieve	25
2.2. Geología	26
2.3. Edafología	33
2.4. Hidrología	34
2.5. Hidrogeología	41
2.6. Usos del suelo	45
2.7. Usos del agua	48
2.8. Referencias	54

### **CAPÍTULO III: ANÁLISIS DE DATOS METEOROLÓGICOS E HIDROLÓGICOS Y BALANCE DE AGUA EN EL SUELO**

3.1. Resumen	57
3.2. Introducción	58
3.3. Materiales y métodos	60
3.3.1. Datos disponibles	60
3.3.2. Completado de series	63
3.3.3. Cálculo de la ETP	63

3.3.4. Sectorización de la cuenca. Estaciones virtuales	66
3.3.5. Balance de agua en el suelo	69
3.4. Resultados	73
3.4.1. Precipitación	73
3.4.2. Temperatura	78
3.4.3. Evapotranspiración potencial	84
3.4.4. Balance de agua en el suelo	87
3.5. Discusión	90
3.6. Conclusiones	92
3.7. Referencias	93

#### **CAPÍTULO IV: APLICACIÓN DEL MODELO HBV**

4.1. Resumen	95
4.2. Introducción	96
4.3. Materiales y métodos	98
4.3.1 Datos disponibles	98
4.3.2 Modelo HBV	99
4.4. Resultados	109
4.4.1. Datos de partida, calibración del modelo y parámetros de ajuste	109
4.4.3. Aportación nival y lluvia	113
4.4.3. Hidrograma resultante	115
4.4.4. Análisis de las componentes del hidrograma	117
4.5. Discusión	119
4.6. Conclusiones	121
4.7. Referencias	123

#### **CAPÍTULO V: APLICACIÓN DEL MODELO DE PRECIPITACIÓN-APORTACIÓN DE TÉMEZ CON INCORPORACIÓN DE LA DINÁMICA NIVAL**

5.1. Resumen	125
5.2. Introducción	126
5.3. Materiales y métodos	126

5.3.1 Datos disponibles	126
5.3.2 Modelo de Témez	127
5.3.3 Incorporación del aporte nival. Modelo Grado-día	141
5.4. Resultados	146
5.4.1. Datos de partida, calibración del modelo y parámetros de ajuste	146
5.4.2. Aportación nival y lluvia	150
5.4.3. Hidrograma resultante	152
5.4.4. Análisis de las componentes del hidrograma	154
5.5. Discusión	156
5.6. Conclusiones	157
5.7. Referencias	158

## **CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES**

6.1. Discusión general	161
6.2. Conclusiones	167



## INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1. Acequia de careo.</i>	2
<i>Figura 1.2. Balance de agua en una cuenca.</i>	4
<i>Figura 1.3. Separación de las componentes de agua superficial y subterránea del hidrograma de un río.</i>	6
<i>Figura 1.4. Nevero.</i>	9
<i>Figura 1.5. Arroyo alimentado por el agua subterránea.</i>	9
<i>Figura 1.6. Localización de la zona de estudio en el Sur Peninsular.</i>	16
<i>Figura 1.7. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.</i>	17
<i>Figura 1.8. Imagen aérea de la zona de estudio.</i>	17
<i>Figura 2.1. Mapa de altitud de la cuenca alta del río Bérchules (a partir del MDT, Junta de Andalucía, 2005).</i>	21
<i>Figura 2.2. Mapa de pendientes.</i>	26
<i>Figura 2.3. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada.</i>	29
<i>Figura 2.4. Mapa geológico de la cuenca del río Bérchules.</i>	30
<i>Figura 2.5. Esquema edafológico de la cuenca del río Bérchules.</i>	33
<i>Figura 2.6. Mapa de la Red hidrográfica.</i>	35
<i>Figura 2.7. Divisoria de aguas (Loma de Enmedio) entre el río Grande de Bérchules y el río Chico.</i>	36
<i>Figura 2.8. Estación de aforo de Narila.</i>	37
<i>Figura 2.9. Localización de la estación de aforo de Narila.</i>	37
<i>Figura 2.10. Hidrograma medio anual medido en la estación de aforo de Narila.</i>	38
<i>Figura 2.11. Hidrograma para el periodo de estudio en la estación de aforo de Narila.</i>	39
<i>Figura 2.12. Caudales anuales medidos en la estación de aforo de Narila y línea de tendencia.</i>	40
<i>Figura 2.13. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas.</i>	41
<i>Figura 2.14. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra.</i>	43

<i>Figura 2.15. Detalle de la localización de los sondeos existente en la cuenca del río Bérchules.</i>	44
<i>Figura 2.16. Usos del suelo.</i>	45
<i>Figura 2.17. Acequia de Mecina.</i>	49
<i>Figura 2.18. Red de acequias.</i>	50
<i>Figura 3.1. Estación meteorológica.</i>	59
<i>Figura 3.2. Localización de la estaciones meteorológicas.</i>	62
<i>Figura 3.3. Fotografía de parte de la cuenca de estudio.</i>	67
<i>Figura 3.4. Suelo sobre esquistos.</i>	71
<i>Figura 3.5. Relación pluviometría-altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.</i>	74
<i>Figura 3.6. Precipitación media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérchules.</i>	76
<i>Figura 3.7. Precipitación mensual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules.</i>	77
<i>Figura 3.8. Precipitación anual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules.</i>	77
<i>Figura 3.9. Relación temperatura máxima - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.</i>	79
<i>Figura 3.10. Relación temperatura mínima - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.</i>	80
<i>Figura 3.11. Relación temperatura media - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.</i>	80
<i>Figura 3.12. Temperatura media mensual para el año tipo medio en la cuenca del río Bérchules.</i>	82
<i>Figura 3.13. Temperatura mensual para el periodo de estudio en la cuenca del río Bérchules.</i>	83
<i>Figura 3.14. Relación ETP - altitud para estaciones a más de 1.000 m.s.n.m. Calculada por Hargreaves.</i>	85
<i>Figura 3.15. ETP (Hargreaves) media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérchules.</i>	86

<i>Figura 3.16. Lluvia útil en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.</i>	88
<i>Figura 3.17. Evapotranspiración real en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.</i>	88
<i>Figura 4.1. Estructura esquemática del modelo HBV.</i>	97
<i>Figura 4.2. Funcionamiento esquemático del modelo HBV.</i>	100
<i>Figura 4.3. Contribución de la lluvia o del deshielo al almacenamiento de humedad del suelo y a la zona de agua subterránea de la zona superior.</i>	104
<i>Figura 4.4. Reducción de la evapotranspiración potencial en función de la humedad del suelo.</i>	104
<i>Figura 4.5. Función de respuesta.</i>	106
<i>Figura 4.6. Forma esquemática de la curva de recesión en relación con los diferentes parámetros.</i>	107
<i>Figura 4.7. Ejemplo para una transformación de MAXBAS.</i>	108
<i>Figura 4.8. Correlación entre el caudal simulado y el caudal registrado para el modelo HBV.</i>	110
<i>Figura 4.9. Hidrograma medio anual medido y simulado. Modelo HBV.</i>	111
<i>Figura 4.10. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio. Modelo HBV.</i>	112
<i>Figura 4.11. Naturaleza de las entradas de agua mensuales medias a la cuenca. Modelo HBV.</i>	113
<i>Figura 4.12. Naturaleza de las entradas mensuales a la cuenca para el periodo de estudio. Modelo HBV.</i>	114
<i>Figura 4.13. Hidrograma medio mensual. Modelo HBV.</i>	115
<i>Figura 4.14. Hidrograma de la cuenca para el periodo de estudio. Modelo HBV.</i>	116
<i>Figura 4.15. Hidrograma superficial y subterráneo medio anual. Modelo HBV.</i>	117
<i>Figura 4.16. Hidrograma superficial y subterráneo para el periodo de estudio. Modelo HBV.</i>	118
<i>Figura 5.1. Representación simplificada del ciclo hidrológico (Modificado de Témez, 1997).</i>	128
<i>Figura 5.2. Variación del excedente total T (Modificado de Témez, 1997).</i>	130

<i>Figura 5.3. Variación de la infiltración (Modificado de Témez, 1997).</i>	131
<i>Figura 5.4. Simplificación del hidrograma subterráneo (Modificado de Témez, 1997).</i>	133
<i>Figura 5.5. Componentes de la aportación de un periodo (Témez, 1977).</i>	136
<i>Figura 5.6. Dinámica nival.</i>	141
<i>Figura 5.7. Correlación entre el caudal simulado y el caudal registrado para el modelo Grado-día – Témez.</i>	147
<i>Figura 5.8. Hidrograma medio anual medido y simulado. Modelo Grado día – Témez.</i>	148
<i>Figura 5.9. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.</i>	149
<i>Figura 5.10. Naturaleza de las entradas de agua mensuales medias a la cuenca. Modelo Grado día – Témez.</i>	150
<i>Figura 5.11. Naturaleza de las entradas mensuales a la cuenca para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.</i>	151
<i>Figura 5.12. Hidrograma medio mensual. Modelo Grado día – Témez.</i>	152
<i>Figura 5.13. Hidrograma de la cuenca para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.</i>	153
<i>Figura 5.14. Hidrograma superficial y subterráneo medio anual. Modelo Grado día – Témez.</i>	154
<i>Figura 5.15. Hidrograma superficial y subterráneo para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.</i>	155
<i>Figura 6.1. Correlación entre los caudales estimados por los modelos Grado día – Témez y HBV.</i>	162
<i>Figura 6.2. Hidrograma medio anual medido y simulado por los modelos Grado día – Témez y HBV.</i>	162
<i>Figura 6.3. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio por los modelo Grado día – Témez y HBV.</i>	163
<i>Figura 6.4. Caudal que se evapotranspira estimado mediante modelización debido a las extracciones para riego.</i>	164

## INDICE DE TABLAS

<i>Tabla 2.1. Longitud de la red de drenaje principal.</i>	34
<i>Tabla 2.2. Coordenadas de la estación de aforo de Narila.</i>	36
<i>Tabla 2.3. Caudales mensuales medios medidos en la estación de aforo de Narila.</i>	38
<i>Tabla 2.4. Estadísticos descriptivos del caudal medido en la estación de Narila.</i>	40
<i>Tabla 3.1. Estaciones meteorológicas usadas.</i>	60
<i>Tabla 3.2. Periodo con datos de las estaciones meteorológicas usadas.</i>	61
<i>Tabla 3.3. ETP sin ajustar.</i>	64
<i>Tabla 3.4. Pluviometría media de las localidades analizadas.</i>	73
<i>Tabla 3.5. Precipitación media anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.</i>	75
<i>Tabla 3.6. Años tipo de precipitación en la cuenca del río Bérchules.</i>	75
<i>Tabla 3.7. Intensidad diaria de la precipitación ponderada de las estaciones climáticas virtuales de la cuenca.</i>	76
<i>Tabla 3.8. Temperatura anual de las localidades analizadas.</i>	78
<i>Tabla 3.9. Temperatura anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.</i>	81
<i>Tabla 3.10. Años tipo de temperatura media en la cuenca del río Bérchules.</i>	81
<i>Tabla 3.11. ETP media de las localidades analizadas.</i>	84
<i>Tabla 3.12. ETP (Hargreaves) media anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.</i>	85
<i>Tabla 3.13. Años tipo de ETP (Hargreaves) en la cuenca del río Bérchules.</i>	86
<i>Tabla 3.14. Estadísticos descriptivos de la LLU (mm/año) aplicada a la serie sintética de P y ETR de la cuenca del río Bérchules.</i>	87
<i>Tabla 3.15. Estadísticos descriptivos de la ETR (mm/año) aplicada a la serie sintética de P y ETR de la cuenca del río Bérchules.</i>	87
<i>Tabla 4.1. Estadísticos del Modelo HBV.</i>	110
<i>Tabla 4.2. Caudales mensuales medios, medido y calculado por el modelo HBV.</i>	115
<i>Tabla 5.1. Estadísticos del Modelo Grado día – Temez.</i>	148

<i>Tabla 5.2. Caudales mensuales medios, medido y calculado por el modelo Grado día – Témez.</i>	<i>152</i>
<i>Tabla 6.1. Caudal medio mensual medido y simulado por los modelos Grado día – Témez y HBV.</i>	<i>164</i>
<i>Tabla 6.2. Caudal que se evapotranspira estimado mediante modelización debido a las extracciones para riego.</i>	<i>164</i>

## CAPÍTULO 1

# INTRODUCCIÓN

### 1.1. Justificación del estudio.

En la mayor parte de las zonas altas del Parque Nacional de Sierra Nevada afloran rocas metamórficas sobre las que se suele desarrollar una capa de alteración, permeable, en la que con mucha frecuencia se superponen sedimentos cuaternarios que corresponden, entre otros, a derrubios de ladera, coluviones, y sedimentos de origen glaciar y periglacial. Este conjunto de materiales conforma un delgado acuífero superficial que constituye el sustrato y el almacén del agua subterránea que genera las condiciones necesarias para la existencia de vegetación y de micro y macro fauna, es decir para la existencia y permanencia de los ecosistemas, además de contribuir al incremento de la diversidad ecológica.

El paso del agua subterránea por estos delgados acuíferos superficiales tiene una notable influencia en el régimen de funcionamiento de los ríos de alta montaña (Hauer *et al.*, 1997, Mclymont *et al.*, 2011; Langston *et al.* 2011; Roy y Hayasi, 2009), tal y como ocurre en los ríos que nacen en Sierra Nevada y que luego son notablemente aprovechados para regadío y para abastecimiento a la población (Castillo *et al.*, 1996). La menor velocidad de tránsito por el medio subterráneo contribuye a retardar las puntas de caudal de los ríos (Barnett *et al.*, 2005) y, en especial, a mantener caudales ecológicos en las épocas de estiaje (Winter, 1999; Healy y Cook, 2002; Sophocleus, 2002; Lee *et al.*, 2006).

Llama la atención el hecho de que las citadas propiedades de capacidad de transporte y almacenamiento del agua subterránea en estos acuíferos, poco considerados por la comunidad científica hasta fechas recientes, han sido utilizadas desde antiguo por los agricultores y ganaderos de Sierra Nevada, mediante la técnica conocida como careo (Sbih, 1995; Sbih y Pulido-Bosch, 1996).

El careo consiste, en esencia, en recargar en los acuíferos el agua superficial captada en la cabecera de los ríos (Escalante *et al.*, 2005, 2006). En efecto, el agua derivada por los intrincados sistemas de acequias de Sierra Nevada, se pierde, una parte, durante su transporte por la propia canalización (acequias de careo), y otra, se vierte intencionadamente, por las denominadas boqueras y simas, hacia las zonas de mayor permeabilidad, todo ello antes de la temporada de riego (Castillo, 1999).



Figura 1.1. Acequia de careo.

Lamentablemente, durante los últimos años el citado equilibrio alcanzado entre Sierra Nevada y sus habitantes está sufriendo una drástica ruptura. La transformación de las zonas de cultivo ancestrales, que han sido abastecidas con el sistema tradicional de acequias y careos, en zonas de riego intensivo, compuestas por sistemas de entutorado y mallas cortavientos, para el cultivo intensivo de tomates de la variedad “Cherry” y de la habichuela verde, es evidente. Además de los cambios en la orografía que implica la transformación a este tipo de agricultura, los efectos negativos en el régimen de funcionamiento de algunos ríos y acuíferos de Sierra Nevada empiezan a manifestarse hidrológicamente.

La proliferación de sondeos de explotación de agua subterránea que captan los acuíferos que descargan en los ríos, las tomas directas en ríos y en acequias de careo para almacenar el agua en las numerosas balsas de riego construidas contribuyen a la disminución e incluso al agotamiento de los caudales de estos ríos de especial interés ambiental. Este hecho es ya evidente en la cabecera del río Berchules, en la comarca de la Alpujarra Alta, área en la que se hace este trabajo de investigación. En este sentido, la investigación de este tipo de cuencas hidrológicas de alta montaña y de los acuíferos en rocas duras que las alimentan, sometidos a explotación intensiva supone un reto científico de especial interés, al menos en el ámbito mediterráneo, donde no es frecuente este tipo de situación.

Por tanto, con este Trabajo Fin de Master se pretende contribuir a mejorar el conocimiento desde el punto de vista hidrológico de estas cuencas. Se entiende que, la evaluación, mejora e implementación de técnicas de conservación de suelo, agua y biodiversidad en este Parque Nacional requieren de un buen conocimiento de la dinámica del agua subterránea y de su relación con el agua superficial y con los ecosistemas asociados.

## **1.2. Consideraciones generales. Balances de agua en cuencas hidrológicas y principales regímenes de alimentación.**

Los balances de agua en cuencas hidrológicas se hacen con múltiples objetivos, sin embargo el principal consiste en conocer la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca. Otros objetivos específicos consisten en conocer los recursos hídricos para la restitución de caudales en un río, para saber qué efecto puede tener el cambio climático, para evaluar el impacto de cambios en el uso del suelo, del agua, etc. En este sentido, cada vez resulta más evidente que los impactos de cualquier cambio en los eslabones del ciclo hidrológico son múltiples y que deben estudiarse mediante modelos acoplados, que integren el agua superficial y subterránea.

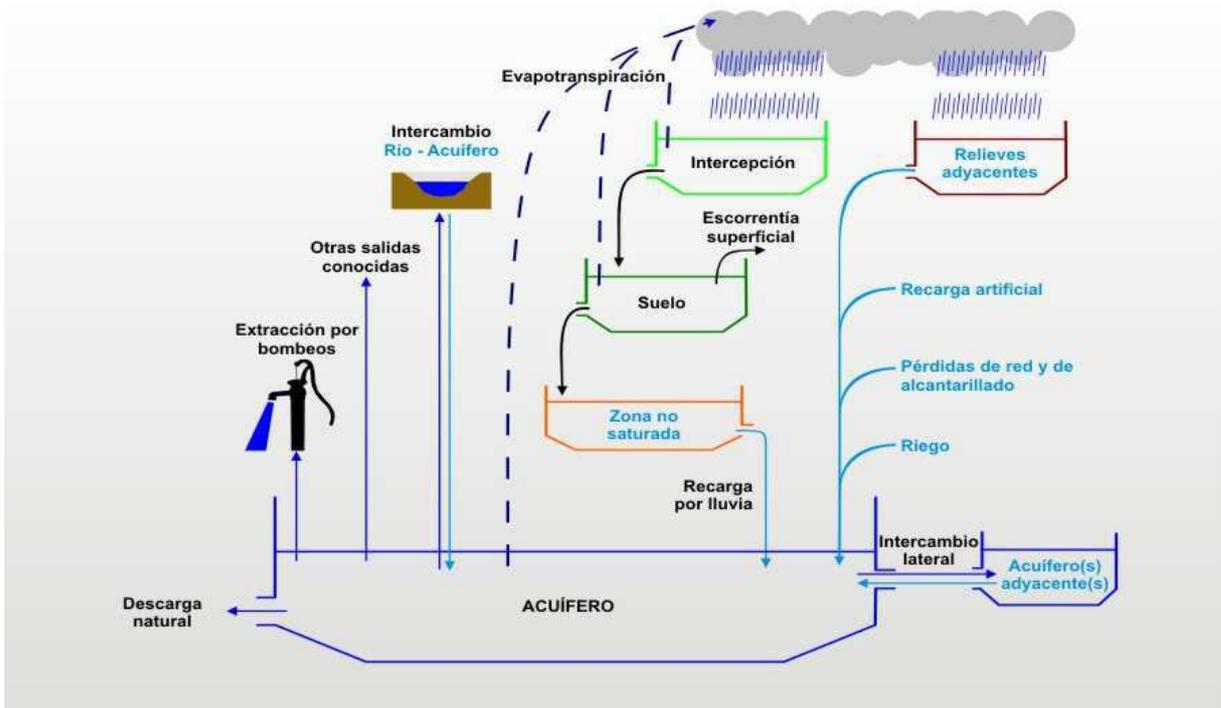


Figura 1.2. Balance de agua en una cuenca.

El agua que alcanza la superficie continental (con o sin vegetación) durante un episodio lluvioso puede infiltrarse e incrementar el grado de humedad previamente existente en el suelo. Esta delgada capa de alteración, generada por procesos de meteorización física, química y biológica de las rocas, juega un papel fundamental en el ciclo hidrológico. Este pequeño almacén constituye un elemento regulador determinante en el intercambio de agua entre la atmósfera y la superficie continental. De hecho, la capacidad de transmisión de agua de un suelo y su grado de humedad en un determinado momento condicionan la distribución del agua entre escorrentía (superficial y subterránea), infiltración y evapotranspiración.

Cuando la capacidad de infiltración del suelo es menor que la intensidad de la lluvia se produce escorrentía superficial, por lo que, en esencia, se puede concluir que el suelo recibe el agua de lluvia que no escurre superficialmente y la pierde por evapotranspiración y recarga, en proporciones variables, que dependen del estado de humedad del suelo y de la cuantía de la evapotranspiración potencial.

Estrictamente, no toda el agua que se produce en un chubasco llega al suelo; una parte de ésta es interceptada por la vegetación, en especial en bosques y en áreas con una

cobertera de vegetación densa, y/o es retenida en superficie (Custodio, 1998), de forma que puede ser evaporada directamente antes de poder infiltrarse en el suelo.

Para evaluar las fracciones de la precipitación que se convierten en escorrentía (superficial y subterránea) y en evapotranspiración, se utilizan modelos de mayor o menor complejidad, según el grado de precisión requerido. Existen modelos que permiten evaluar separadamente la escorrentía subterránea y la superficial, pero son de difícil aplicación en áreas extensas, al necesitar de una gran cantidad de datos que permitan validar los resultados de los modelos (Giraldez *et al.*, 1999; López-Rodríguez y Giraldez, 1999).

Se entiende por recarga el proceso por el que se incorpora agua a un acuífero procedente del exterior del contorno que lo limita (Custodio, 1998). 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. Pueden ser muy variados y estar formados por materiales que van desde las gravas de río a las calizas con alto grado de karstificación, materiales metamórficos fracturados, areniscas porosas poco cementadas, pasando por arenas de playa, algunas formaciones volcánicas, depósitos de dunas, etc. Las salidas de los acuíferos reciben el nombre de descargas y pueden generarse de forma natural (salida en manantiales, aportaciones subterráneas a la red de drenaje, etc.) o artificial (extracciones por bombeo, etc.). Cuando esta agua se incorpora al cauce de un río da lugar al flujo base del hidrograma (los caudales se miden en una estación de aforo y se representan en un diagrama caudal-tiempo o hidrograma (*figura 1.3*)).

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

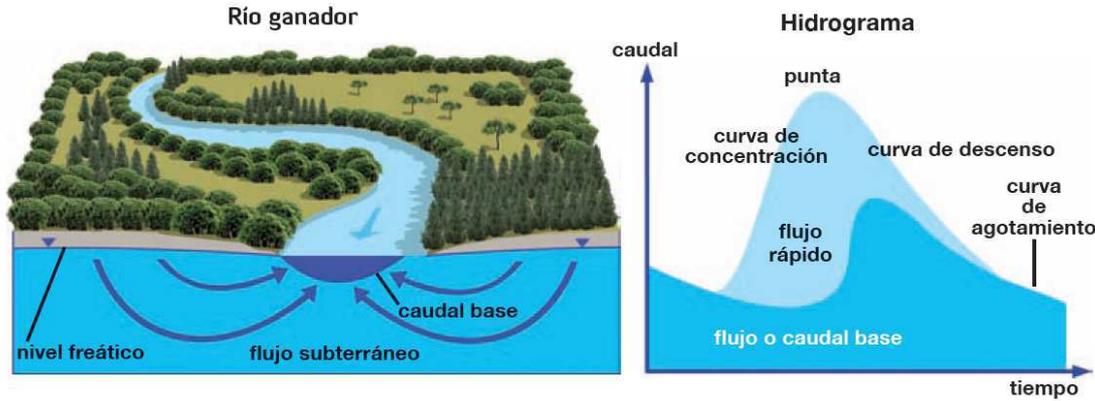


Figura 1.3. Separación de las componentes de agua superficial y subterránea del hidrograma de un río (López-Geta y Martos-Rosillo, 2011).

La respuesta del caudal base es, en general, lenta y continuada y se distingue de las aportaciones correspondientes a ocurrencia de precipitación, de respuesta más rápida y de incorporación inmediata en el flujo superficial. Este flujo lento mantiene los caudales en los ríos en los periodos entre 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 que 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 cuatro 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 humedad correspondiente a la capacidad de campo cuando se 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. El gran aumento en el potencial cercano al río produce un incremento del gradiente hidráulico. La contribución en el cauce inducida puede superar 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 escorrentía del evento debido a la movilización rápida de este recurso en las zonas cercanas al cauce (Sklash y Farvolen, 1979).

- Flujos de retorno: Cuando el nivel freático se encuentra próximo a la superficie del suelo, precipitaciones poco intensas pueden 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 tanto, de producción de escorrentía.

El tipo de respuesta de una cuenca puede estar dominado por uno de estos procesos o por su combinación 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 movilizadora en el suelo por infiltración puede aportar caudales importantes durante el propio evento en periodos secos, a pesar de los importantes déficits de humedad del suelo (Bazemore *et al.*, 1994).

Por todo esto, atendiendo a las aportaciones correspondientes al 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 más corta que las aportaciones de caudal base, aunque los mecanismos que condicionan la respuesta son válidos para ambos sistemas (suelo-zona saturada).

Por otro lado, es conveniente, al plantear un estudio hidrológico de una cuenca los principales tipos de regímenes de alimentación fluvial. Estos pueden ser, básicamente, de tres tipos: glacial, pluvial y nival. Todos ellos tienen un máximo de caudal y un mínimo, que tiene lugar en fechas diferentes. No obstante, también existen regímenes fluviales mixtos. Lo más frecuente es que un río tenga varios tipos de alimentación.

El régimen de alimentación pluvial está dominado por las precipitaciones en forma de lluvia de los distintos climas. Se distinguen los tipos: oceánico, mediterráneo y tropical. El régimen de alimentación pluvial oceánico tiene la estación abundante en invierno y el estiaje en verano, traduciendo en los niveles del caudal las variaciones anuales de las precipitaciones. El régimen de alimentación pluvial mediterráneo, simple, presenta un máximo en invierno y un profundo estiaje en verano, que puede llegar a secar el río. El régimen de alimentación pluvial tropical presenta, como el clima, dos estaciones: una seca y con estiaje y otra lluviosa y con abundancia. La época lluviosa se corresponde con el verano. Los estiajes pueden ser muy profundos en las regiones próximas a los desiertos, y sin apenas variaciones cerca del ecuador.

El régimen de alimentación nival de transición es propio de las zonas montañosas templadas. Se diferencia del régimen nival de montaña en que el máximo se produce en los dos meses finales de la primavera. Tiene un estiaje considerable en verano y un ligero aumento del caudal en otoño.

El régimen de alimentación nivopluvial está caracterizado tanto por nieves como por lluvias. Presenta dos máximos, uno absoluto durante la primavera, tras la fusión de las nieves y otro relativo durante el otoño, con el regreso de las lluvias abundantes. Durante el verano tiene un auténtico estiaje, que presenta el mínimo absoluto. Si se trata de un río mediterráneo durante el invierno acusa un mínimo relativo.



**Figura 1.4. Nevero. La acumulación y compactación de la nieve en ciertas zonas favorables facilita la conservación de la nieve hasta el verano y supone un aporte de agua en ausencia de lluvias.**



**Figura 1.5. Arroyo alimentado por el agua subterránea. El agua subterránea es vital para mantener los caudales en la época de estiaje.**

El régimen de alimentación pluvionival está caracterizado por presentar tanto aportaciones por lluvia como nivales. Este tipo de ríos tiene dos máximos de caudal casi de igual valor, uno durante la primavera tras la fusión de las nieves y con los aportes esenciales de las lluvias (que suele ser ligeramente más abundante) y otro durante el otoño, con el regreso de las lluvias del frente polar. Durante el verano tiene un profundo estiaje, que presenta el mínimo absoluto. Este tipo es muy común en los ríos mediterráneos en los que se observa, durante el invierno, un mínimo relativo.

### **1.3. Los modelos hidrológicos.**

Los modelos integrales a escala de cuenca surgen como respuesta a la necesidad de disponer de herramientas de gestión de los recursos hídricos, y persiguen conseguir una caracterización precisa de los procesos hidrológicos.

La elaboración de modelos hidrológicos ha evolucionado a lo largo del tiempo. Desde los años setenta del anterior siglo, muchos autores han hecho aportaciones al respecto, con el objetivo de tratar de explicar el comportamiento de las cuencas hidrográficas. Se ha trabajado bastante en superar los modelos de “caja negra”, donde sólo se conocen las entradas y las salidas del sistema, o lo que se denomina el “estímulo” y la “respuesta”, pero se desconocen lo que ocurre en su interior. Se pasó así a los modelos de “caja gris” y posteriormente a los modelos distribuidos, donde se conoce el comportamiento de todas las variables intermedias que se suceden desde la ocurrencia de precipitación hasta la generación del caudal de escorrentía y flujos asociados. Con todo, sólo desde los años ochenta del siglo XX, con el auge de los ordenadores, se han venido creando simulaciones hidrológicas complejas, que han permitido introducir un sinnúmero de variables y de ecuaciones que las relacionan a modelos computacionales con gran capacidad de cálculo para obtener resultados del comportamiento de la cuenca con diferentes condiciones iniciales y de contorno (parámetros climáticos e hidrológicos, factores fisiográficos, de vegetación y suelo) que, en resumen, son los que condicionan el movimiento y balance del agua a través de la cuenca.

Los modelos hidrológicos pueden clasificarse de forma variada. Se presentan a continuación los tres tipos de clasificaciones más empelados por la comunidad científica.

*Modelos empíricos vs modelos analíticos.*

Este tipo de modelos se clasifican en tres categorías, en función de los procesos físicos que simulan, los algoritmos que el modelo emplea para describir dichos procesos y la dependencia de datos del modelo (Aguilar C., 2006):

- Empíricos o estadísticos: Son los más simples ya que formulan la relación matemática entre una serie de variables a partir de las observaciones disponibles de las mismas y, por tanto, no reproducen la física del proceso. Es decir, los parámetros del modelo son meros cualificadores de la forma en que se relacionan las variables, pero no describen ningún parámetro físico real, por lo tanto, medible e la naturaleza directa o indirectamente. Se caracterizan por el alto nivel de agregación espacial y temporal y son útiles como un primer paso en la investigación de los recursos hídricos.

Por su naturaleza, suelen ser más simples que los analíticos pero, en contrapartida, sus resultados sólo son válidos cuando se aplican a sistemas suficientemente semejantes a aquellos en los que se obtuvieron las observaciones de partida, y para reproducir el comportamiento de los mismos bajo condiciones equivalentes a las de estas. Están sujetos, además, a la existencia de registros suficientemente amplios de las variables involucradas en el sistema estudiado. A menudo se critican por emplear hipótesis poco realistas sobre la física de las procesos ignorando la heterogeneidad de los parámetros de entrada así como las relaciones inherentes no lineales existentes en el sistema, sin embargo, a pesar de que estas críticas son válidas, la insuficiencia de redes meteorológicas o la heterogeneidad espacial de las propiedades del suelo, entre otros, provoca que en determinadas circunstancias los modelos empíricos sean preferibles a los modelos dinámicos más complejos ya que estos últimos se basan generalmente en la hipótesis de estacionalidad de ciertas condiciones poco realistas y que pueden suponer una limitación del potencial predictivo de dichos modelos (Meritt *et al.*, 2003).

- Conceptuales: representan la cuenca como una serie de depósitos internos en serie que se caracterizan individualmente en función de su comportamiento dinámico. Estos modelos incluyen una descripción general de los procesos involucrados sin entrar en detalles específicos de la interacción entre los mismos, lo cual requeriría información detallada del sistema, y dan una idea de los efectos cuantitativos y cualitativos del cambio de uso del suelo sin necesidad de disponer de muchos datos de entrada distribuidos espacial y temporalmente. Tradicionalmente estos modelos agregan los procesos a la escala a la cual se necesitan los datos de salida y se pueden aplicar de un modo semi-distribuido descomponiendo la cuenca en varias subcuencas a las cuales se aplica el modelo. Los valores de los parámetros de estos modelos se obtienen por calibración de los datos observados.

- Físicos o analíticos: El primer paso a la hora de plantear un modelo de un proceso cualquiera consiste en llegar a comprender la naturaleza intrínseca del mismo, sea cual sea el enfoque con el que después se aborde su expresión matemática. Esto, que responde a una condición de la naturaleza humana, la curiosidad, y a la motivación principal del investigador, el afán por conocer/comprender, unido a la falta de mediciones de las variables y parámetros implicados hasta fechas relativamente recientes, hizo que los primeros modelos en la historia de la ciencia fueran analíticos.

Estos modelos se basan en la solución de las ecuaciones físicas fundamentales que describen el movimiento del flujo y la generación de sedimentos y sustancias asociadas en la cuenca, y se obtienen a partir de un desarrollo matemático de las hipótesis de partida, la expresión de las condiciones de contorno necesarias para determinar el sistema, y las condiciones iniciales del proceso. En teoría, los parámetros empleados en estos modelos son medibles y por tanto conocidos, sin embargo en la práctica el elevado número de parámetros involucrados y la heterogeneidad de numerosas características del medio, hace que a menudo sea necesario calibrar estos parámetros con los datos observados. Esto conlleva una incertidumbre adicional en los valores de los parámetros, incluso en situaciones en las que los parámetros pueden ser fácilmente medidos, errores en la medida y las diferencias entre la escala a la cual se aplican los algoritmos del modelo y la escala a la que se hacen las medidas crean una incertidumbre adicional sobre la veracidad de los resultados del modelo.

La derivación de las expresiones que describen los procesos individuales, en los modelos de base física, se encuentra sujeta a numerosas hipótesis que simplifican el proceso para poder expresarlo matemáticamente y que pueden no ser ciertas en la realidad.

En general, las ecuaciones que gobiernan los procesos en estos modelos se derivaron a pequeña escala y bajo condiciones físicas específicas (Beven, 1989) pero en la práctica estas ecuaciones se usan a mayores escalas y bajo distintas condiciones físicas. Por otro lado las ecuaciones se derivaron para el uso con datos continuos espacial y temporalmente, mientras que en la práctica se emplean valores puntuales que representan una celda de la cuenca. La viabilidad de unir la pequeña escala de los procesos físicos a la escala espacial de celdas empleada en muchos modelos físicos es cuestionable (Beven, 1989).

Los parámetros derivados de esta forma representan únicamente coeficientes ajustados que distorsionan cualquier significado físico. En definitiva, hay una escasez de justificación teórica para afirmar que estas ecuaciones se pueden aplicar con buenos resultados a escala de celda a la cual quedan agregados procesos heterogéneos a menor escala.

Por tanto, a priori no existe un tipo de modelo mejor que otro sino que la elección dependerá del objetivo que se pretende cumplir y según la literatura existente se encuentran dos corrientes según el enfoque del estudio priorice los procesos involucrados o los resultados del modelo. Por ejemplo, Thorsen *et al.*, (2001) consideran que la capacidad predictiva de los modelos empíricos y conceptuales en la valoración del impacto del cambio en el uso del suelo es cuestionable debido a la naturaleza semi-empírica en la descripción de los procesos. Sin embargo otros autores argumentan que dichos modelos pueden ser en determinadas situaciones más precisos que los modelos con estructuras más complicadas, considerando modelos de lluvia-escurrentía ya que la sobre-parametrización puede alejar a los modelos de su nivel potencial de ejecución a la hora de la simulación y trasladar la incertidumbre asociada a las entradas al modelo a los resultados del mismo.

Modelos deterministas vs modelos estocásticos.

Esta clasificación distingue entre modelos deterministas y estocásticos.

- Un modelo es determinista si ante una entrada dada produce siempre la misma respuesta.
- Un modelo aleatorio o estocástico, por el contrario, incorpora la aleatoriedad de los procesos naturales, en las diferentes variables y parámetros que los definen y/o en los resultados, y produce respuestas diferentes ante una entrada dada en cada ejecución.

La incertidumbre inherente a los procesos naturales contrasta con el determinismo de la mayoría de los modelos. Esta incertidumbre se debe, por una parte, a la ocurrencia de los fenómenos que desencadenan la respuesta de la cuenca (Eagleson, 1978) y, por otra, a la variabilidad espacial y temporal de las características del medio (topográficas, morfológicas, litológicas, referentes a la vegetación y usos del suelo, químicas, biológicas...). Beven (1989) y más recientemente Yu *et al.* (2001) inciden en la necesidad de cuantificar dicha incertidumbre con precisión.

Desde el punto de vista del modelado es importante establecer la relación entre la variabilidad espacial de los datos de entrada y parámetros del modelo, la escala a la que se modela y la representación de los procesos hidrológicos a dicha escala.

Además, existen numerosos modelos que simulan la acumulación y fusión de la nieve con distinta metodología de cálculo según la escala de trabajo. Según lo contemplado en la literatura, los modelos de acumulación y fusión de nieve forman parte de modelos hidrológicos de cuencas para así poder caracterizar con mayor precisión el input del agua procedente del deshielo en el balance hídrico general.

Modelos distribuidos vs modelos agregados

Una segunda clasificación de los modelos es aquella que distingue entre modelos agregados y distribuidos (Millares, A 2008):

- Los modelos distribuidos reflejan la variabilidad espacial de datos de entrada, procesos, parámetros y resultados en la cuenca de análisis ya que reproducen el proceso de estudio formulando el estado de cada punto  $(x, y, z)$  del sistema en un instante  $t$ . En ellos se divide el área de interés en celdas en las cuales se aplican los cálculos. En los últimos tiempos con el desarrollo de la informática, los modelos distribuidos van ganando peso con respecto a los globales. No obstante requieren de gran disponibilidad de datos distribuidos espacial y temporalmente para su calibración.

- Los modelos agregados, en cambio, consideran la cuenca espacialmente homogénea en cuanto a datos de entrada y parámetros. En ellos se reproduce el mismo proceso formulando el estado del sistema, identificado en un punto singular del mismo  $(x_0, y_0, z_0)$ , por tanto no recogen la variabilidad interna del sistema, sólo su respuesta en el punto de salida del mismo a una entrada general. A este último tipo pertenecen el hidrograma unitario y sus variantes, muy utilizados en ingeniería hidrológica (Wood, 1998). Aunque agregado no es sinónimo de empírico, ni distribuido de analítico, la posibilidad de establecer relaciones empíricas entre las distintas variables, a partir de la disponibilidad de observaciones de las mismas en puntos concretos, llevó a un gran auge de modelos agregados de base empírica. Uno de los modelos utilizado en este Trabajo Fin de Máster, el modelo de Témez (1977), es un modelo agregado de base empírica.

- Entre los modelos distribuidos y los agregados se encuentran los modelos semidistribuidos que dividen la cuenca en subcuencas o unidades biofísicas en las cuales se aplica el modelo. Otro de los modelos utilizados en este trabajo, el modelo HBV (Bergström, 1972), consiste en un modelo de semidistribuido de base empírica.

#### 1.4. Localización geográfica.

La zona de estudio se corresponde con la cuenca del río Bérchules, situada en el sureste de la Península Ibérica, concretamente en el Término Municipal de Bérchules, en la Comarca de las Alpujarras (vertiente sur de Sierra Nevada, provincia de Granada, (figuras 1.6, 1.7y 1.8). La parte de la cuenca estudiada se extiende en una superficie total de 67,63 km<sup>2</sup>, si bien, hasta su confluencia con el Guadalfeo esta dispone de una superficie total de 77 km<sup>2</sup>.



Figura 1.6. Localización de la zona de estudio en el Sur Peninsular.

Se accede por la carretera autonómica A-4127 desde Cádiar o bien desde la A-4130 desde Almegijar. Ambas carreteras parten de la A-348, carretera que llega desde la autovía A-44 y conecta con Granada.

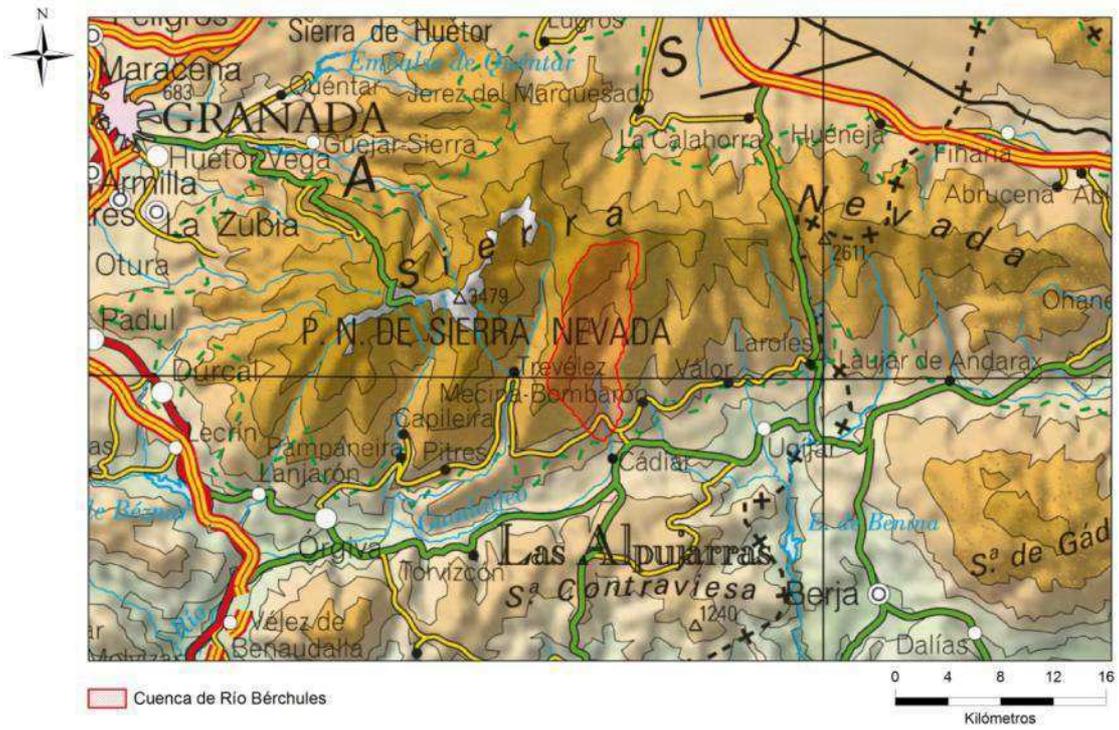


Figura 1.7. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.

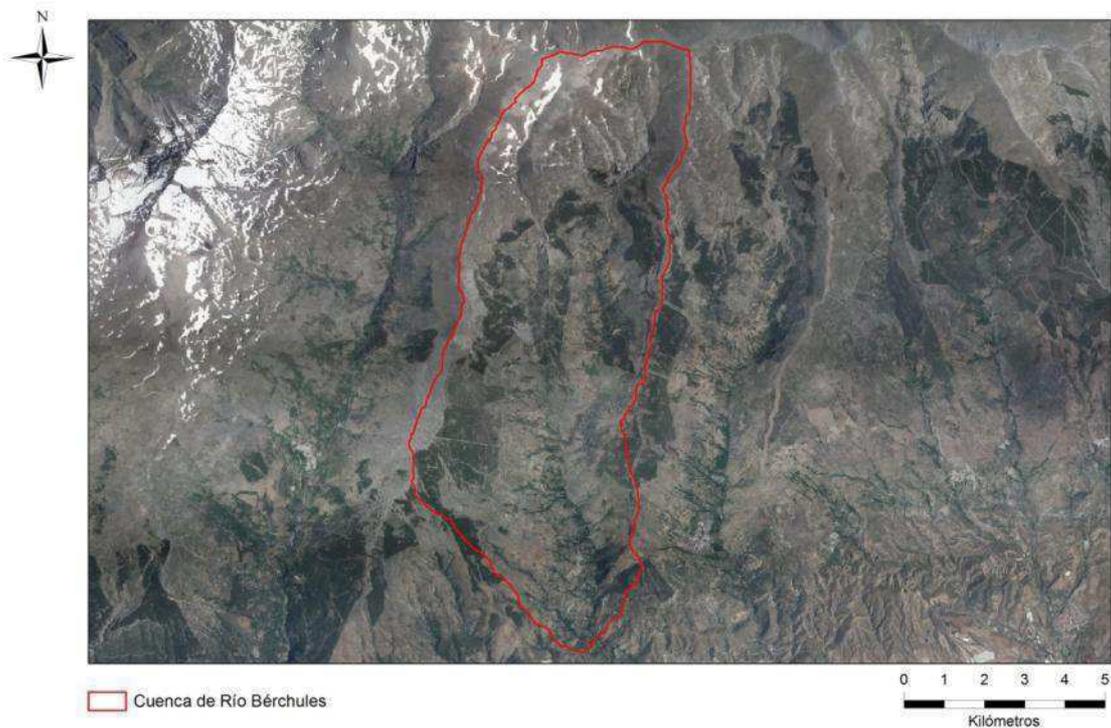


Figura 1.8. Imagen aérea de la zona de estudio.

Desde el punto de vista administrativo se encuentra en la Cuenca del río Guadalfeo, la cual constituye una Subcuenca de la Cuenca Mediterránea Andaluza.

## 1.5. Objetivos.

El principal objetivo que se ha pretendido cubrir con este Trabajo Fin de Master ha consistido en evaluar los recursos hídricos de una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules), situada en la vertiente sur de Sierra Nevada, mediante el uso de modelos hidrológicos.

Otros objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

- Tratar los datos meteorológicos de las estaciones más cercanas a la cuenca del río Bérchules y determinar los gradientes altitudinales de precipitación y temperatura, para poder hacer estimaciones de la escorrentía total y de la evapotranspiración real mediante balances diarios de agua en el suelo y mediante la modelización de las series temporales de caudal de salida en la cuenca hidrológica.
- Aplicación de un modelo hidrológico de uso común, en el que se contemple la dinámica nival, para evaluar los recursos hídricos y para separar la componente subterránea y la superficial.
- Adaptación del modelo de precipitación-aportación de Témez, para que este incorpore los procesos de la dinámica nival, y aplicación a la cuenca del río Bérchules.
- Colaborar en la puesta punto de la investigación de cuencas hidrológicas de alta montaña, en rocas duras, y sometidas a una explotación intensiva del agua, haciendo especial énfasis en la evaluación de la componente subterránea a partir de datos de aforo en ríos.

## **1.6. Estructura del Trabajo Fin de Máster.**

Este Trabajo Fin de Máster se divide en seis capítulos.

En el Capítulo 1 se presenta la motivación del trabajo, se hace una introducción de diferentes conceptos teóricos relacionados con la modelización hidrológica, se describe la localización del área de estudio y se presentan sus objetivos.

Por su parte, en el Capítulo 2 se hace una descripción del relieve, geológica, hidrogeológica, edafológica, y de los usos del suelo y del agua del área de estudio.

La modelización hidrológica de la cuenca se presenta en los capítulos 4 y 5. En el capítulo 4 se describe y aplica el código HBV, desarrollado en el Departamento de Geografía Física de la Universidad de Estocolmo, de amplio uso en Suiza y en otros países donde la nieve juega un papel importante en el ciclo hidrológico. Descritos sus fundamentos teóricos, el código y los datos empleados en la modelización se presentan los resultados de su aplicación a cuenca del río Bérchules y se comparan con otros trabajos hechos con anterioridad en la zona. En el Capítulo 5 se describe el modelo Grado-día para simular los procesos nivales y el modelo de precipitación-aportación de Témez para simular el caudal resultante. El ensamblado de ambos modelos se ha programado en una hoja de cálculo Excel, para facilitar el tratamiento de los datos, lo que ha permitido comprobar su validez, al comparar los resultados conseguidos con los datos de la estación de aforo de Narila y con otros trabajos previos de modelización realizados en la cuenca del río Bérchules.

Por último, el Capítulo 6 incluye la discusión general del Trabajo Fin de Máster y las conclusiones.

## 1.7. Referencias.

- Aguilar, C. 2006. *Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*. Trabajo de investigación tutelada de programa de doctorado. Universidad de Córdoba, Córdoba, 102 pp.
- Barnett, T. P., J. C. Adam, and D. P. Lettenmaier. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438(11), 303-309.
- 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.
- Bergström, S. 1972. Utvechling och tillämpning av en digital avrinningsmodell (Development and application of a digital runoff model, in Swedish), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Notiser och preliminära rapporter. *HYDROLOGI*, No. 22, Norrköping.
- Beven, K.J. 1989. Interflow. In: Morel-Seytoux HJ (ed) Unsaturated flow in hydrologic modeling: theory and practice. Kluwer, Dordrecht, 191–219.
- Beven, K.J. 1989. Changing ideas in hydrology-the case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105: 157-172.
- Beven, K.J., Germann, P.F. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res* 18, 1311–1325.
- Castillo, A. 1999. Agua y acequias en la Alpujarra (Sierra Nevada). *II Conferencia de La Alpujarra*, 151-164.
- Castillo, A., del Valle, M., Rubio-Campos, J.C. y Fernández-Rubio, R. 1996. Síntesis hidrogeológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). *1ª Conferencia Internacional sobre Sierra Nevada*, I. Granada, 389-417.
- Custodio, E. 1998. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Boletín Geológico y Minero*, 109(4), 13-29.
- Dingman, S. L. 2001. *Physical hydrology*. Prentice-Hall (eds.). Englewood Cliffs. New Jersey.
- Dunne, T., Black, R. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.* 6, 478–490.
- Eagleson, P.S. 1978. Climate, soil, and vegetation. *Water Resour. Res.* 14:722-776.

- Fernández-Escalante, 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 Internacional Symposium on management of aquifer recharge*. Berlín.
- Fernández-Escalante, A.E., García, M., Villarroya, F. 2006. *Las acequias de careo, un dispositivo pionero de recarga artificial de acuíferos en Sierra Nevada, España*. Caracterización e inventario. Tecnología y Desarrollo. Separata, Volumen IV. 33 pp.
- Giraldez, J. V., Vanderlinden, K. y ten Bergue, H. F. M. 1999. *La evaporación del agua del suelo bajo control atmosférico*. En: C. Tascón (Ed.) Estudios de la zona no saturada del suelo, ICIA, Tenerife, 181-186.
- Hauer, F. R., J. S. Baron, D. H. Campbell, K. D. Fausch, S. W. Hostetler, G. H. Leavesley, P. R. Leavitt, D. M. McKnight, and J. A. Stanford. 1997. Assessment of climate change and freshwater ecosystems of the Rocky Mountains, USA and Canada, *Hydrol. Processes*, 11, 903-924.
- Healy RW & Cook PG. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *J. Hydrol.*, 10: 91–109.
- 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, 275–290.
- Langston, G.; Bentley, L.R.; Hayashi, M.; McClymont, A. and Pidlisecky, A. 2011. “Internal structure and hydrological functions of an alpine proglacial moraine,” *Hydrol. Processes*, 25, 296702982, DOI: 10.1002/hyp.8144.
- Lee LJE, Lawrence DSL and Price M. 2006. Analysis of water level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *J. Hydrol.*, 330: 604–620.
- López-Geta, J. A. y Martos-Rosillo, S. 2011. *Guía didáctica de los acuíferos del Parque Natural de la Sierra Norte de Sevilla*. Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España y Diputación Provincial de Sevilla. 91 pp.
- López-Rodríguez, J. J. y Giraldez, J. V. 1999. *Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en el suelo desnudo en el Parque Natural del entorno de Doñana*. Ingeniería del Agua, 6(1), 37-48.

- McClymont, A.F, Roy, J.W., Hayashi a, M., Bentley. L.R., Maurer, H., Langston, G. 2011. Investigating groundwater flow paths within proglacial moraine using multiple geophysical methods. *J. Hydrol.*, 399, 57–69 pp.
- Merritt, W.S., R.A. Letcher, A.J. Jakeman. 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18:761-799.
- Millares, Agustín. 2008. *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 162 pp.
- Roy, J.W., Hayashi, M., 2009. Multiple, distinct groundwater flow systems of a single moraine–talus feature in an alpine watershed. *J. Hydrol.*, 373, 139–150 pp.
- Sbih, Y. 1995. *Etude physico-chimique des eaux en relation avec la recharge artificielle dans la Haute Alpujarra Grenadine (Espagne)*. Tesis tercer ciclo. Univerisdad de Tetuán (Marruecos), 109 pp.
- Sbih, Y., Pulido-Bosch, A. 1996. Papel de los careos en la gestión de las aguas en la Alpujarra. *1º Conferencia Internacional Sierra Nevada*, 457-467.
- Sklash, M.G. 1990. *Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation*. Anderson MG, Burt TP (eds). Process studies in hillslope hydrology. Wiley, 401-435.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Sophocleous M. 2002. Interaction between groundwater and surface water: the state of the science. *J. Hydrol.*, 10, 52–67.
- Témez, J.R. 1977. Modelo Matemático de Transformación “Precipitación – Aportación”. Comisión de “Explotación y Garantía”. Grupo de Trabajo de predicción de precipitaciones y relación entre precipitaciones y caudales. Asociación de Investigación Industrial Eléctrica (ASINTEL).
- Thorsen, M., Refsgaard, J.C., Hansen, S., Pebesma, E., Jensen, J.B., Kleeschulte, S. 2001. Assessment of uncertainty in simulation of nitrate leaching to aquifers at catchment scale. *J. Hydrol.*, 242, 210-227.
- Ward, R.C. 1984. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. *J. Hydrol.*, 74, 171-189.
- Winter TC. 1999. Relation of streams, lakes, and wetland to groundwater flow systems. *J. Hydrol.*, 7, 28–45.

- Wittenberg, H., Sivapalan, M. 1999. Watershed groundwater balance estimation using stream-flow recession analysis and baseflow separation. *J. Hydrol.*, 219, 20-33.
- Wood, E.F. 1998. *Scale analyses for land-surface hydrology*. En: Scale Dependence and Scale Invariance, 1998, G. Sposito (ed.), Cambridge UP, Nueva York.
- Yu, P. S., Yang, T. C., Chen, S. J. 2001. Comparison of uncertainty analysis methods for a distributed rainfall-runoff model. *J. Hydrol.*, 244, 43-59.



## CAPÍTULO 2

### DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

#### 2.1. Relieve.

Los dos elementos principales del relieve del área investigada, dispuestos en dirección este-oeste, los constituyen la línea de cumbres de Sierra Nevada, que define la divisoria septentrional, y, al sur, el corredor de Las Alpujarras, por el que discurre el cauce del río Guadalfeo y algunos de los tramos de los cauces que dan lugar al río Grande de Adra. Entre la cumbre de Sierra Nevada y el Corredor de La Alpujarra, existe una alternancia de lomas y valles, de dirección norte-sur, que definen el típico paisaje alpujarreño. Uno de estos valles lo define el río Bérchules, en el que en su cabecera destaca la loma de Enmedio, que separa los ríos Chico y Grande.

La cuenca del río Bérchules se ubica en una región topográficamente accidentada, con una altitud media de 1971 m y cotas comprendidas entre los 2910 m s.n.m., del Cerro del Gallo, y los 979 m s.n.m., del río Bérchules, en la estación de aforo de Narila (*figura 2.1*). La pendiente media es del 36,9 %, con valores extremos comprendidos entre 0 y 100 % (*figura 2.2*).

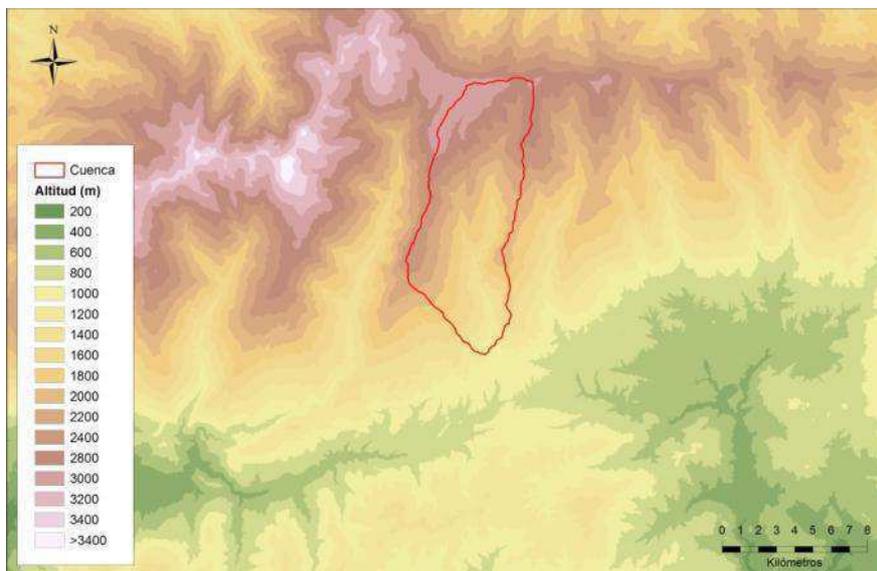


Figura 2.1. Mapa de altitud de la cuenca alta del río Bérchules (a partir del MDT, IGN, 2005)

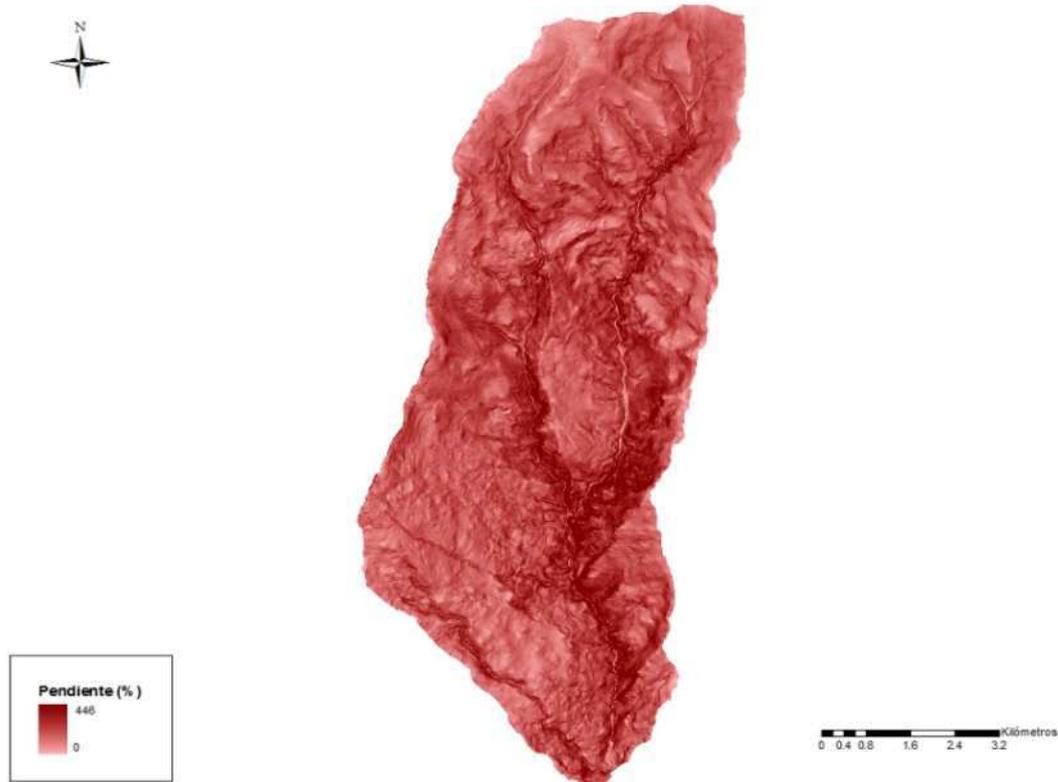


Figura 2.2. Mapa de pendientes (a partir del MDT, IGN, 2005)

## 2.2. Geología.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, concretamente en el Complejo Nevado-Filábride. Esta cordillera constituye el extremo más occidental del denominado Orógeno Alpino Perimediterráneo, que se extiende por todo el Sur y Sureste de España a lo largo de unos 600 km de longitud en dirección Este-Oeste, desde el Rift Norteafricano hasta las Islas Baleares, y aproximadamente 20 km de Norte a Sur (Nijhuis, 1964).

El complejo Nevado-Filábride es el complejo metamórfico más bajo de las Zonas Internas. Está constituido básicamente por una secuencia inferior de cuarcitas sobre esquistos grafitosos, y una secuencia superior discordante con una variedad litológica mayor, pero son principalmente esquistos y mármoles (Nijhuis, 1964). Se acepta una

edad Paleozoica para la secuencia inferior y Permo-Triásica para la superior, si bien no es exacta, debido a la ausencia de fósiles.

Respetando la nomenclatura existente en la cartografía y la organización tradicional por mantos, de abajo a arriba, en el complejo de pueden diferenciar el manto del Veleta y el manto del Mulhacén (Puga *et al.* 1974).

- Manto del Veleta. Está compuesto básicamente por una sucesión monótona, de unos 2.000 m de espesor, de micaesquistos con pocas masas de anfibolitas y raras de epidotas (Aldaya *et al.* 1979). Aunque los micaesquistos son de diferente naturaleza (feldespáticos, biotíticos y con cloritoide) todos comparten la presencia constante y abundante de grafito, lo que confiere a esta unidad un aspecto grisáceo oscuro. De forma genérica, se puede describir esta unidad como constituida por micaesquistos grafitosos con masas de anfibolita.

- Manto del Mulhacén. Descansa sobre el Manto del Veleta y está constituido básicamente por dos unidades separadas por un contacto mecánico (Aldaya *et al.* 1979); Unidad de Soportújar y Unidad de Lanjarón. Ambas unidades son de mineralogía análoga pero con diferente grado de metamorfismo.

*Unidad de Soportújar.* Esta unidad contiene rocas con un claro metamorfismo térmico prealpino, con cristales de grandes dimensiones. Presenta una base compuesta por micaesquistos de mineralogía variable hacia el techo, desde una mineralogía muy compleja, los que constituyen la base, hasta cuarcita al techo, pasando por granates y cloritoide. Este conjunto litológico está formado, sobre todo, por micaesquistos feldespáticos-epidóticos con granate y clorita. La ausencia de grafito le otorga una tonalidad más clara que los materiales infrayacentes, pertenecientes al Manto del Veleta. La Unidad de Soportújar tiene un aspecto más verdoso debido a la presencia de granate y anfíbol. El techo de la unidad está constituido por mármoles cipolínicos (con algunas menas de hierro) con anfíbol y epidota. Intercalados entre los micaesquistos y los mármoles se encuentran algunas capas delgadas de gneises. También es frecuente encontrar en la unidad de Soportújar numerosos lentejones de anfibolitas y ortogneises, relacionados con una intrusión batolítica. En general hay predominio de micaesquistos sobre los mármoles (Aldaya *et al.* 1979).

*Unidad de Lanjarón.* Esta unidad se encuentra más al oeste y la serie comienza por una base constituida por micaesquistos grises, fácilmente confundibles con los micaesquistos que conforman el Manto del Veleta, con la salvedad de la presencia de distena. El techo está constituido por mármoles, e igualmente que en la Unidad de Soportújar, se encuentran gneises intercalados. Se puede comprobar que la secuencia de la Unidad de Lanjarón es bastante parecida a la de la Unidad de Soportújar, pero de mineralogía más simple, debido a que la Unidad de Lanjarón no ha sufrido un metamorfismo térmico acusado.

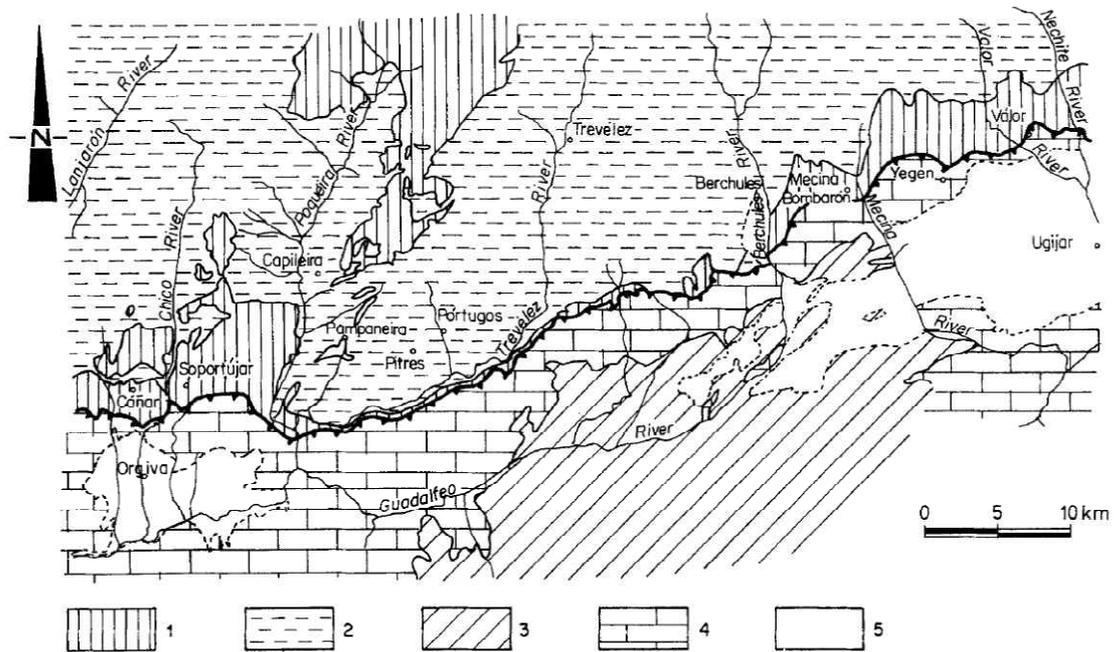
Entre las rocas del Manto del Mulhacén se intercalan y afloran mármoles: son mármoles brechoides (definidos por Puga (1971) como mármoles conglomeráticos) con una matriz de carbonato y bajo grado de metamorfismo. El 50 % del material detrítico son filitas y cloritoesquistos (bajo grado de metamorfismo) y el otro 50 % son rocas del Manto del Mulhacén. Es una formación intraorogénica posterior a algunas de las etapas de deformación sufridas por la Unidad de Soportújar.

Por otro lado, según Estévez *et al.* (1985), el Complejo Alpujarride está formado por los mantos de Lujar: Murtas y Adra, que a su vez se dividen en otra serie de unidades. En la zona por donde discurre el río Bérchules es el manto de Castaras el que aflora predominantemente. Está formado, esencialmente, por una formación calizo-dolomítica de edad Trías medio-superior y una formación de filita y cuarcitas del Permotrías, con un tramo de calco esquistos de transición entre ambas formaciones.

En las cuencas postorogénicas de los llanos de Órgiva, Cádiar y Ugijar afloran materiales neógenos y cuaternario, de naturaleza margo-limosa con intercalaciones de calizas y conglomerados heterométricos y arenas (Pulido-Bosch *et al.* 1993)

En la *figura 2.3* se presenta un mapa geológico sintético de la Alpujarra, tomado de Pulido-Bosch *et al.* (1993), en el que se puede comprobar el río Bérchules nace en los esquistos grafitosos del manto del Veleta y tan solo pasa sobre los materiales alpujarrides hasta poco antes de desembocar en el río Guadalfeo.

Asimismo, en la *figura 2.4*, tomada del proyecto GEODE del IGME, se comprueba, con más detalle, que la práctica totalidad del sector de la cuenca del Bérchules estudiada en este trabajo se desarrolla sobre micaesquistos del manto del Veleta. No obstante, en su tramo final, aguas arriba de la estación de aforo de Narila, el río discurre sobre materiales cuaternarios superpuestos a filitas y cuarcitas, y rocas carbonatadas alpujárrides.



**Figura 2.3.** Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manato del Veleta. 3 y 4 Complejo Alpujárride. 3. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos del Manto del Murtas. 4. Calizas y dolomías del Manto de Cástaras. 5. Materiales detríticos neógenos-cuaternarios (Tomado de Pulido-Bosch et al. 1993).

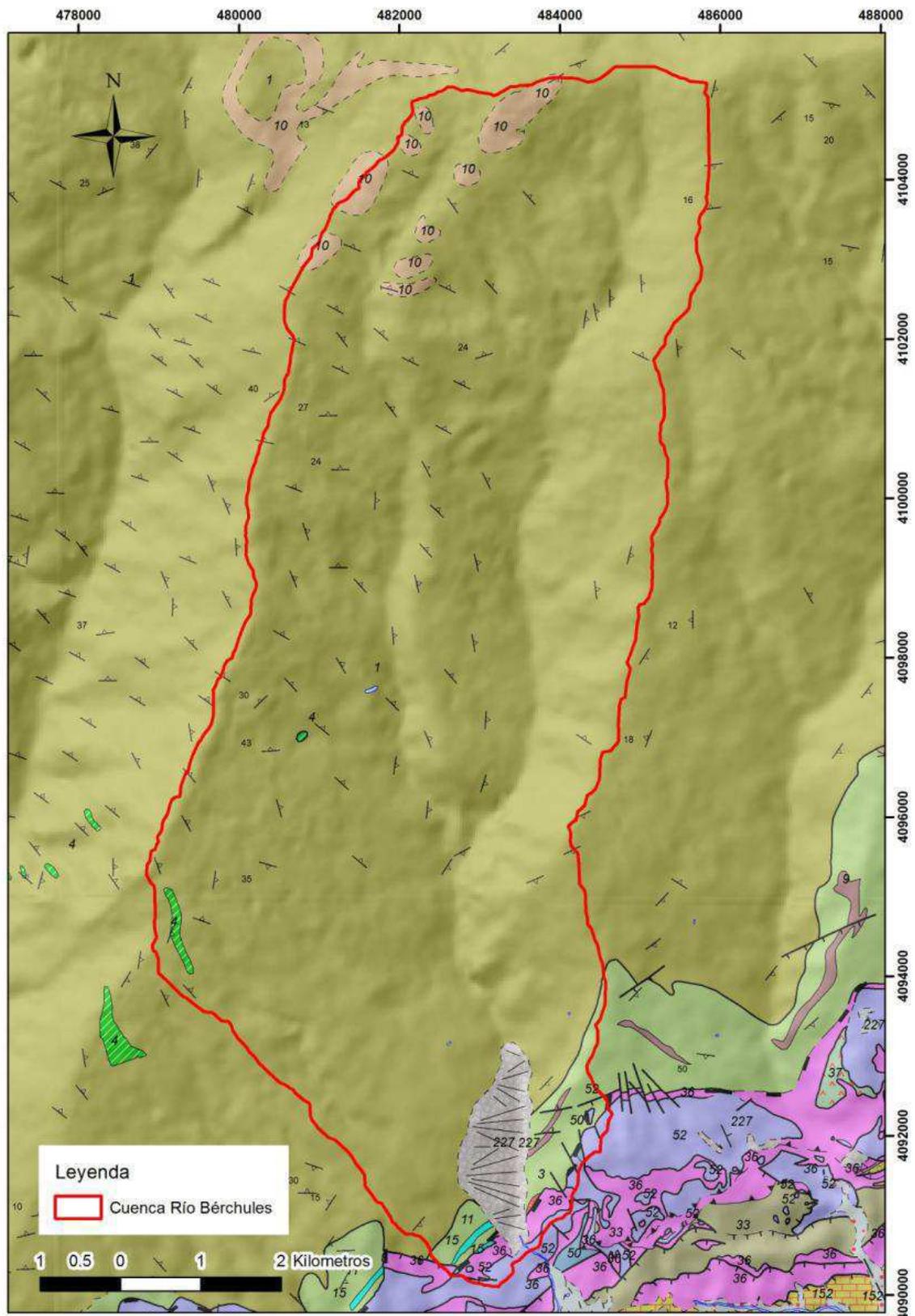
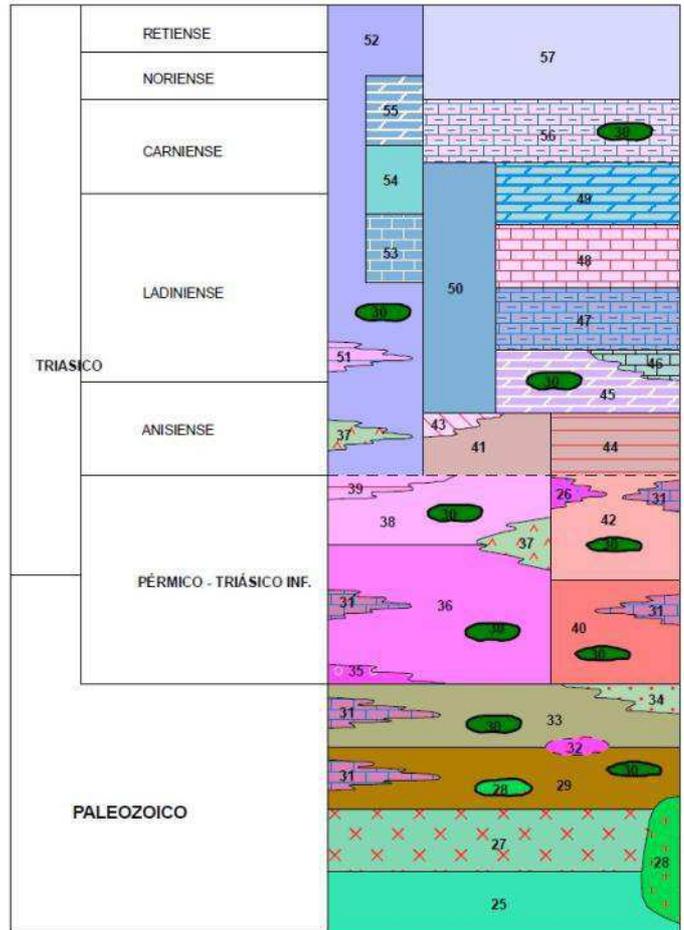


Figura 2.4. Mapa geológico de la cuenca del río Bérchules (Fuente: GEODE)



227 Canchales y derrubios de ladera

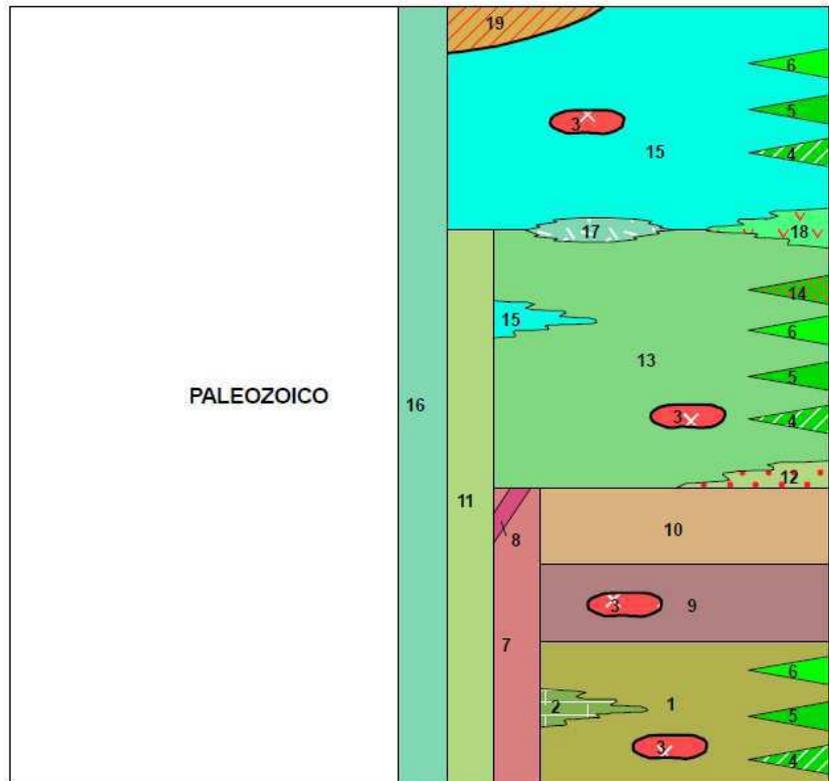
COMPLEJO ALPUJÁRRIDE



COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

- 57 Calizas y dolomías.
- 56 Margas, arcillas, margocalizas, dolomías y localmente yesos.
- 55 Marmol dolmítico sacaroides.
- 54 Mármol azul tableado.
- 53 Mármol masivo blanco.
- 52 Rocas carbonatadas. Mármoles si existe metamorfismo.
- 51 Filitas intercaladas.
- 50 Calizas y dolomías.
- 49 Dolomías (facies franciscana) y calizas. Mineralizaciones.
- 48 Calizas micríticas con nódulos de sílex.
- 47 Margocalizas con fósiles.
- 46 Calizas grises y negras.
- 45 Dolomías y calizas gris oscuras.
- 44 Calcoesquistos, esquistos micaceos y mármoles.
- 43 Arcillas y areniscas rojas.
- 41 Calizas margosas (calesquistos), calizas y niveles dolomíticos.
- 26 Cuarzitas y cuarzomicaesquistos.
- 42 Esquistos claros. Localmente cuarzitas y cuarzomicaesquistos. Metamorfismo de grado bajo (cloritoide + granate + carfolita + distena).
- 40 Esquistos claros. Localmente cuarzitas y cuarzomicaesquistos. Metamorfismo de grado medio (estauroлита + granate + distena).
- 39 Filitas moradas y calizas lenticulares.
- 38 Filitas y cuarzitas. Localmente calcoesquistos. Metamorfismo de grado muy bajo (clorita + mica).
- 37 Yesos. Localmente calcoesquistos.
- 36 Filitas y cuarzitas. Localmente calcoesquistos. Metamorfismo de grado bajo (cloritoide + granate + carfolita + distena).
- 35 Conglomerados.
- 34 Cuarzitas y cuarzomicaesquistos.
- 33 Esquistos grafitosos. Localmente cuarzitas y cuarzomicaesquistos. Metamorfismo de grado medio (estauroлита + granate + distena).
- 32 Ortogenises
- 31 Mármoles.
- 30 Metabasitas y anfibolitas.
- 29 Esquistos grafitosos. Localmente cuarzitas y cuarzomicaesquistos. Metamorfismo de grado alto (Feldespatos K + distena + sillimanita).
- 28 Leucogranitos con cordierita.
- 27 Gneises migmatíticos.
- 25 Gneises granatíferos.

COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE



COMPLEJO NEVADOFILÁBRIDE

- 19 Marmoles brechoides. Roca de falla.
- 18 Metaevaporitas (yesos).
- 17 Anfibolitas. Localmente esquistos anfibólicos y gneises albiticos.
- 16 Intercalaciones de esquistos grafitosos, cuarcitas , esquistos feldespáticos y carbonatos.
- 15 Mármoles. Localmente esquistos y yesos.
- 14 Peridotitas piroxénicas.
- 13 Micaesquistos con feldespatos y anfíbol de colores claros. Intercalaciones de cuarcitas y cuarzoesquistos.
- 12 Metaconglomerados.
- 11 Intercalaciones tectónicas de micaesquistos grafitosos, cuarcitas y micaesquistos feldespáticos.
- 10 Cuarcitas feldespáticas. Intercalaciones de cuarzoesquistos y micaesquistos.
- 9 Micaesquistos grafitosos y cuarcitas con cristales de tamaño grande (cloritoide, estauroлита, andalucita y granate).
- 8 Diques de aplita.
- 7 Micaesquistos grafitosos y cuarcitas. Localmente rocas carbonatadas y calcoesquistos.
- 6 Metabasitas (gabros, eclogitas y anfibolitas).
- 5 Serpentinitas.
- 4 Anfibolitas.
- 3 Gneises.
- 2 Mármoles con grafito y biotita.
- 1 Micaesquistos grafitosos. Localmente cuarcitas.

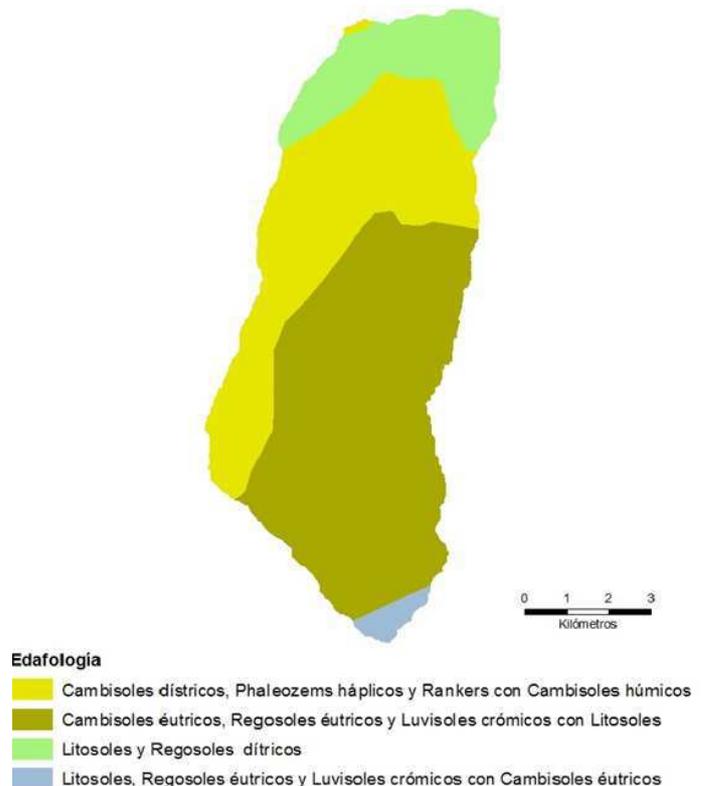
### 2.3. Edafología.

En la *figura 2.5* se representa un esquema edafológico tomado de la REDIAM de la Consejería de Medio Ambiente de Andalucía. En esta figura se puede comprobar que los suelos predominantes en esta cuenca son los de tipo cambisol y los litosoles. En efecto, en las partes altas de Sierra Nevada, los suelos están muy poco desarrollados, son someros y tienen una gran abundancia de fragmentos de roca. En las partes bajas de la cuenca los suelos están algo más desarrollados, pero también es característica la presencia de materiales gruesos. En los valles de los ríos y en algunas depresiones se han desarrollado suelos más profundos donde se acumulan elementos finos que les permiten ser aprovechados para su cultivo.

Los cambisoles son suelos que se originan y evolucionan en el mismo lugar, con una fertilidad media a baja, que están bien drenados y que tienen una profundidad media, si bien también afloran litosoles, que son suelos que constituyen la etapa primaria de formación del suelo. Su espesor suele ser menor a 10 cm, predominando en esta delgada capa la materia orgánica, con una fertilidad de media a alta y siendo frecuente su presencia en zonas de alta pendientes.



**Figura 2.5.** Esquema edafológico de la cuenca del río Bérchules (REDIAM. Consejería de Medio Ambiente de Andalucía)



## 2.4. Hidrología.

La cuenca del río Bérchules presenta una forma más o menos rectangular, alargada en la dirección norte-sur, que coincide con el mayor desnivel, encontrándose la cabecera de la cuenca en la zona norte, y la salida en la zona sur.

La red de drenaje principal de la cuenca (*figura 2.6*) está formada por el río Grande de Bérchules, que es el río de mayor longitud, el cual discurre desde el noreste de la cabecera de cuenca (por encima de los 2600 m s.n.m.) hasta la salida en su extremo sur (a una cota de 979 m s.n.m.). El río Chico es el segundo en mayor longitud, pero es el que nace a mayor altitud, sobrepasando los 2800 m s.n.m., en el noroeste de la cabecera de cuenca. Este río confluye con el Río Grande un poco más abajo de la zona media de la cuenca. A su vez, en la zona oeste de la cuenca, nace el arroyo Barranco de Montina, que confluye con el río Grande en la zona baja de la cuenca. El arroyo Rambla del Cairo, que nace cerca del mismo lugar que el Barranco de Montina, por encima de los 2200 m s.n.m., discurre por la zona suroeste de la cuenca y confluye con el río Grande poco antes de la salida de la cuenca.

En la siguiente tabla se representa la longitud de la red de drenaje principal:

	Longitud (km)
<b>Barranco de Montina</b>	4,0
<b>Rambla de Cairo</b>	6,7
<b>Río Grande de Bérchules</b>	16,5
<b>Río Chico</b>	10,5
<b>Total</b>	37,7

**Tabla 2.1. Longitud de la red de drenaje principal.**

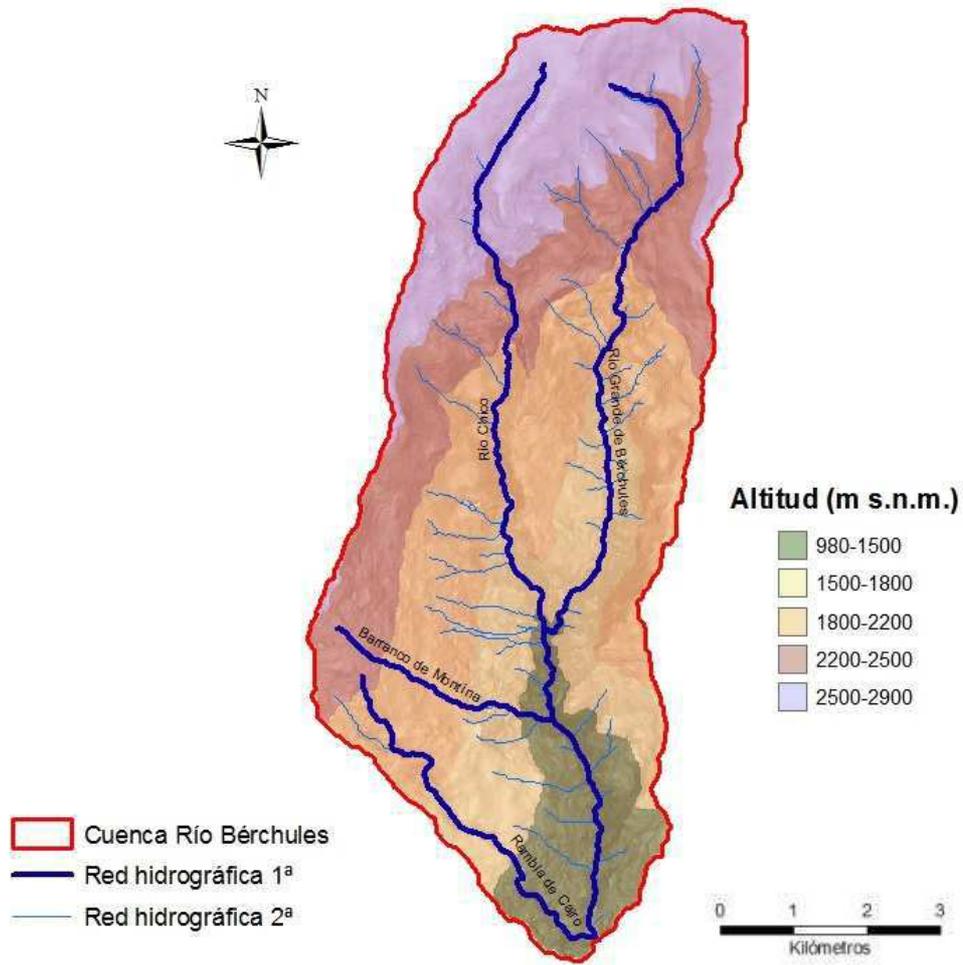


Figura 2.6. Mapa de la Red hidrográfica.

El desnivel del río Grande de Bérchules es de 1600 m, y el río Chico de 1400 m. Esto supone que la pendiente media del río Grande es del 9,7 %, y la del río Chico del 13,3 %.



Figura 2.7. Divisoria (Loma de Enmedio) entre el río Grande de Bérchules y el río Chico. Al fondo aparece la desembocadura de la cuenca.

En la desembocadura de la cuenca se encuentra de la estación de aforo de Narila. Las coordenadas de esta estación de aforo se recogen en la *tabla 2.2*.

	<b>Código</b>	<b>Altitud</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
<b>Narila</b>	6010	975	483509.27	4090372.12

**Tabla 2.2. Coordenadas de la estación de aforo de Narila.**

En las siguientes figuras (*figuras 2.8 y 2.9*) aparece de la estación de aforo de Narila y su localización respecto a la cuenca.



Figura 2.8. Estación de aforo de Narila.



Figura 2.9. Localización de la estación de aforo de Narila.

Se ha dispuesto de las series de caudales diarios, correspondientes al periodo 1970-2007, de la estación de aforo. El hidrograma medio medido se representa en la *figura 2.10*, y el hidrograma completo medido correspondiente al periodo de estudio (1970-2007) en la *figura 2.11*. No se trata de un hidrograma en régimen natural, debido a que existen derivaciones para riego en los meses de verano (por lo que el caudal medido en estos meses de estiaje es inferior al que existiría en régimen natural) aguas arriba de la estación.

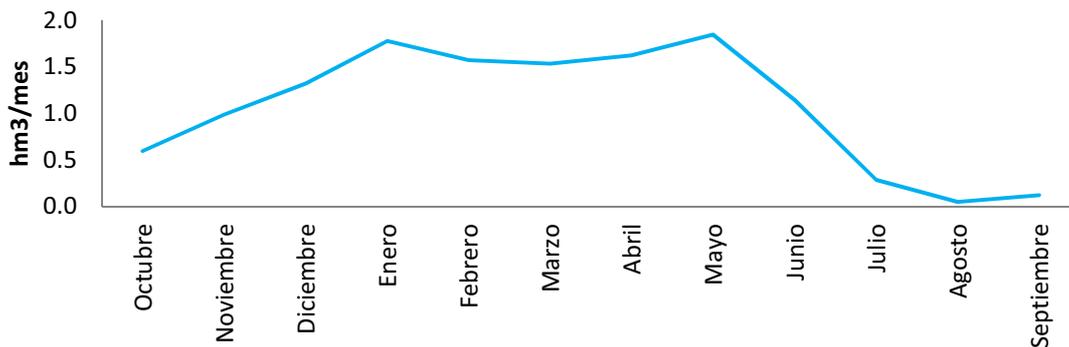


Figura 2.10. Hidrograma medio anual medido en la estación de aforo de Narila.

En la siguiente tabla se representan los caudales medios mensuales medidos en la estación de aforo:

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
( $\text{hm}^3/\text{mes}$ )	1.78	1.57	1.54	1.62	1.85	1.14	0.29	0.05	0.12	0.6	0.99	1.32

Tabla 2.3. Caudales mensuales medios medidos en la estación de aforo de Narila.

Los máximos caudales se producen en los meses de Enero y Mayo, y los menores en los meses de Julio a Septiembre. Este hidrograma se corresponde con el de un río que presenta un régimen pluvionival; donde existe un aporte por lluvia en las zonas bajas de la cuenca en invierno, y otro aporte, a finales de primavera, como consecuencia de la fusión de la nieve acumulada en las partes altas de la cuenca.

Como se ha mencionado, hay una disminución del caudal en la época estival, llegando a secarse el río en los años más secos a causa de las derivaciones para riego.

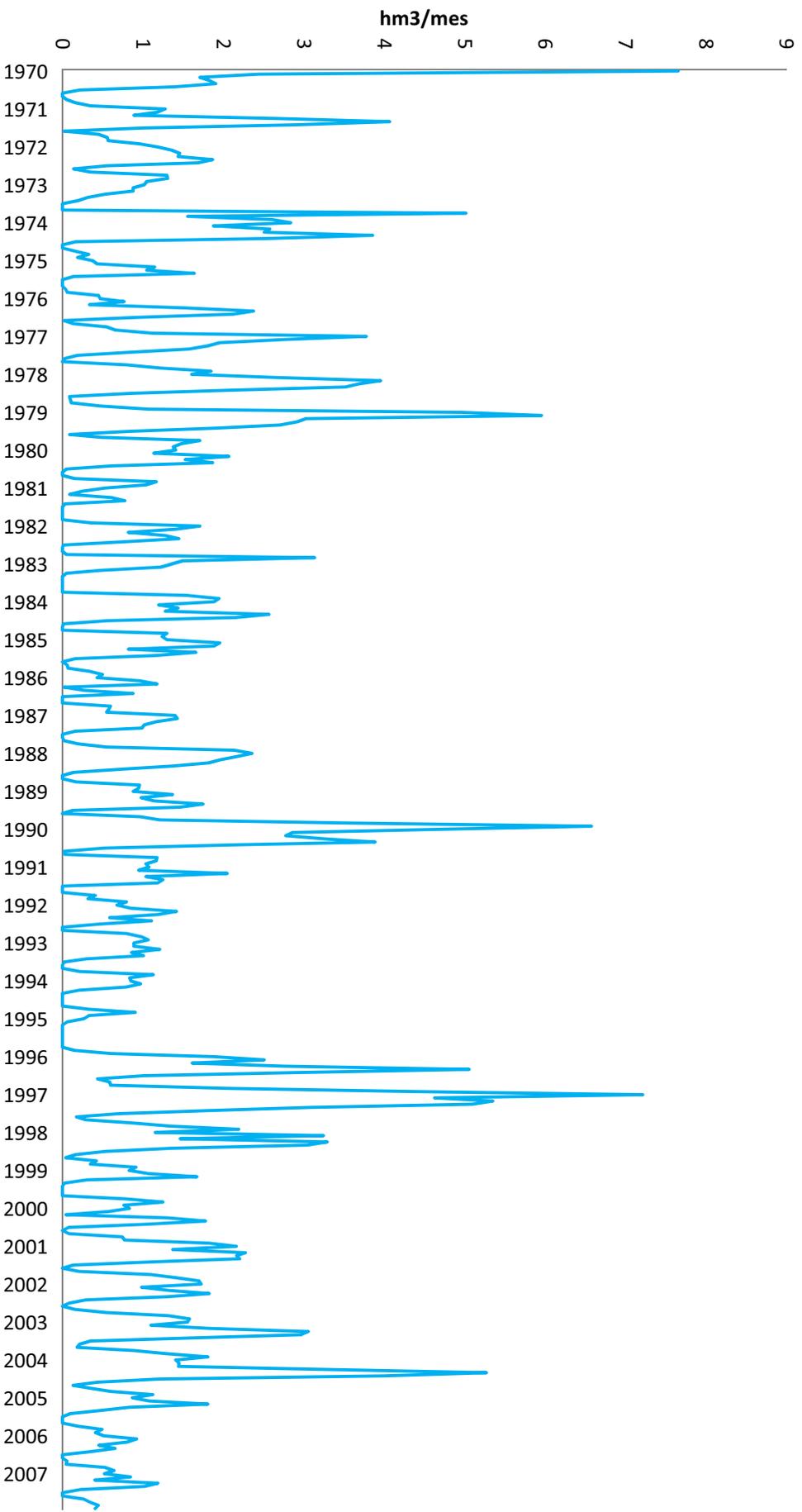


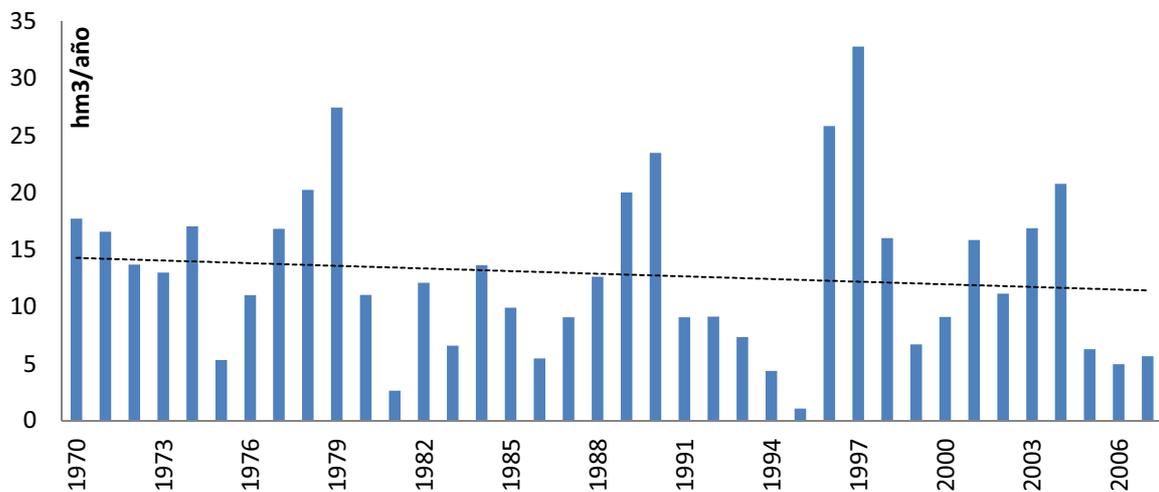
Figura 2.11. Hidrograma del periodo de estudio, en la estación de aforo de Narila.

En la *tabla 2.4* se resumen los estadísticos descriptivos de las series de caudal medido de la cuenca del río Bérchules en la estación de Narila.

	Media	D.E	C.V	Mediana	Min	Max	Per25	Per50	Per75
<b>Caudal mensual</b>	1,07	1,19	1,11	0,84	0,00	7,22	0,15	0,83	1,44
<b>Caudal anual</b>	12,87	7,23	0,56	17,15	1,08	32,81	6,87	11,64	16,89

**Tabla 2.4.** Estadísticos descriptivos del caudal medido en la estación de Narila. D.E = desviación estándar, C.V = coeficiente de variación, Per = percentil.

El caudal medio mensual es de 1,07 hm<sup>3</sup>/mes, siendo los extremos medidos de 0 y 7,22 hm<sup>3</sup>/mes. También existe gran variabilidad entre el caudal medido de unos años a otros; así, el mínimo caudal medido anual es de 1,08 hm<sup>3</sup>/año, produciéndose en 1995, mientras que el caudal máximo medido durante el periodo de estudio es de 32,81 hm<sup>3</sup>/año, caudal que se produjo dos años después, en 1997 (ver *figura 2.12*).



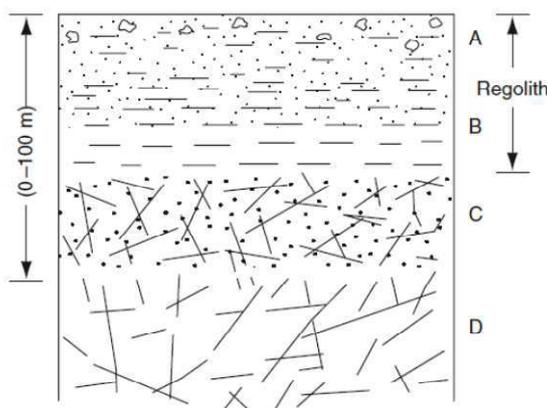
**Figura 2.12.** Caudales anuales medidos en la estación de aforo de Narila y línea de tendencia.

Como muestra la línea de tendencia (*figura 2.12*), los recursos hídricos disponibles en la cuenca del río Bérchules han disminuido paulatinamente durante el periodo de estudio.

## 2.5. Hidrogeología.

Hasta hace poco tiempo, los materiales Nevado-Filábrides de Sierra Nevada no se consideraban de interés acuífero. En la actualidad, se sabe que las rocas metamórficas, a través de su zona de alteración y de sus fracturas, permiten la circulación del agua, lo que es utilizado para el abastecimiento para la población y para riego, entre otros usos, en buena parte de América, África y Australia (Singhal y Gupta, 2010). Las surgencias asociadas a los micaesquistos de los mantos del Veleta y del Mulhacén y a las formaciones glaciares, periglaciares y coluviales que se desarrollan sobre los mismos, alimentan el caudal de base de los ríos que nacen en Sierra Nevada. En este sentido, diferentes autores han puesto de manifiesto el papel del agua subterránea y su relación con las aguas superficiales en Sierra Nevada (ver Castillo, 1985, 1993 y Castillo *et al.* 1996a), han estudiado la respuesta de las surgencias en este tipo de materiales (Castillo *et al.* 1996b, Fideli y Castillo, 1997, 1998) y han caracterizado el funcionamiento hidrogeológico en materiales esquistosos (Gisbert *et al.* 1998). Por otro lado, Antonio Pulido Bosch, Ben Sbih y colaboradores iniciaron una interesante línea de investigación sobre los careos en Sierra Nevada, que fue interrumpida a mediados de los años noventa del siglo pasado (ver Pulido-Bosch y Sbih, 1995).

El flujo en este tipo de materiales se produce fundamentalmente por su zona de alteración (figura 2.13).



**Figura 2.13. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010) .**

La primera zona, la más superficial de la zona de alteración, la zona A de la *figura 2.13*, correspondería al suelo edáfico, por lo que está formada fundamentalmente por arenas, arcillas y materia orgánica, en diferente proporción, con espesores máximos de varios metros. La zona B se caracteriza por presentar una importante acumulación de minerales de la arcilla, una alta porosidad y una baja permeabilidad. Los espesores suelen ser menores de 30 m. Las zonas A y B, forman lo que en los terrenos graníticos se conoce con el nombre de regolito. Por debajo, la zona C consiste en una zona de alteración donde domina la fracturación y donde las estructuras y la roca madre son perfectamente identificables. Presenta espesores en algunos ambientes tropicales de hasta 30 m, si bien suele tener pocos metros de espesor. Esta zona, es más permeable que las zonas A y B y menos porosa. Por último se encontraría la roca madre donde la porosidad y la permeabilidad que dominan es por fracturación, lo que implica una baja capacidad de almacenamiento y una moderada permeabilidad moderada.

El esquema de funcionamiento hidrogeológico en las laderas de las cuencas de los ríos de Sierra Nevada se presenta en la *figura 2.14*, y fue descrito por Sbih *et al.* (1995). En esencia el agua de precipitación que se infiltra en el acuífero pasa a circular por la zona de alteración en dirección hacia el cauce, que constituye el principal elemento de drenaje del sistema. En este sentido, se debe indicar que las cabeceras de las cuencas de los ríos que nacen en Sierra Nevada presentan ríos ganadores, que reciben agua del acuífero, con una importante componente subterránea en su caudal de base (Al Awani, 1997). La recarga natural se ve favorecida por las pérdidas de las acequias tradicionales (sin revestir) y la recarga que se realiza con las acequias de carero en puntos concretos. Una mínima parte del agua infiltrada en los manantiales, Pulido-Bosch y Sbih (1995) indican que algo menos del 10 %, se drena de forma rápida por los remanentes, que es el nombre que los agricultores locales le dan a las surgencias estrechamente vinculadas a las acequias de careo. Estos manantiales reaccionan a los pocos días de iniciado el carero y reducen drásticamente su caudal después del mismo. Los ensayos de trazado realizados por Pulido-Bosch y Sbih (1995) indicaban que este flujo más rápido se producía por una zona más permeable de la capa de alteración y que muy probablemente consiste en la capa C de la *figura 2.13*. Los manantiales permanentes, con caudales poco variables a lo largo del año, se relacionan con el flujo que se produce en las capas A y B, si bien también existen otras surgencias, con aguas más calientes y más mineralizadas que constituyen la descarga del sistema flujo que se produce por las

discontinuidades de las rocas metamórficas, por debajo de la zona de alteración (zona D). Por tanto, el sistema tradicional de uso del agua que se hace, desde antiguo, en Sierra Nevada, en especial la recarga realizada con las acequias de carero y las propias pérdidas en las acequias de riego, debe tener un importante papel en el régimen de funcionamiento hidrológico de estos ríos, dado que buena parte del agua recargada no es drenada de forma rápida por los remanentes y pasa a recargar a las zonas A y D, para drenarse diferidamente en el tiempo por los ríos, contribuyendo al mantenimiento de sus caudales en estío y a la alimentación de la vegetación que se instaura sobre las laderas de Sierra Nevada.

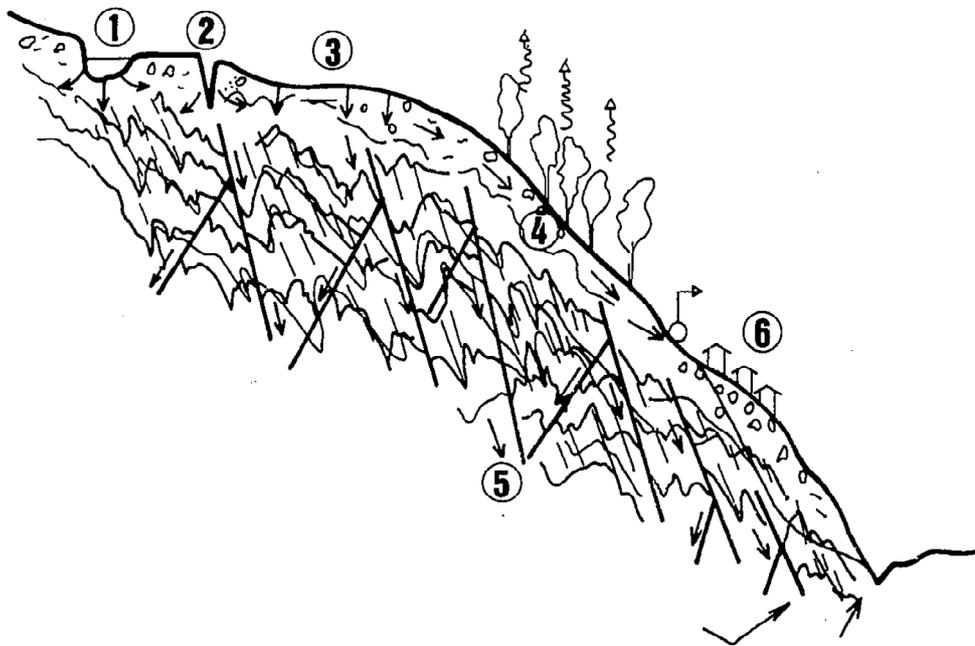


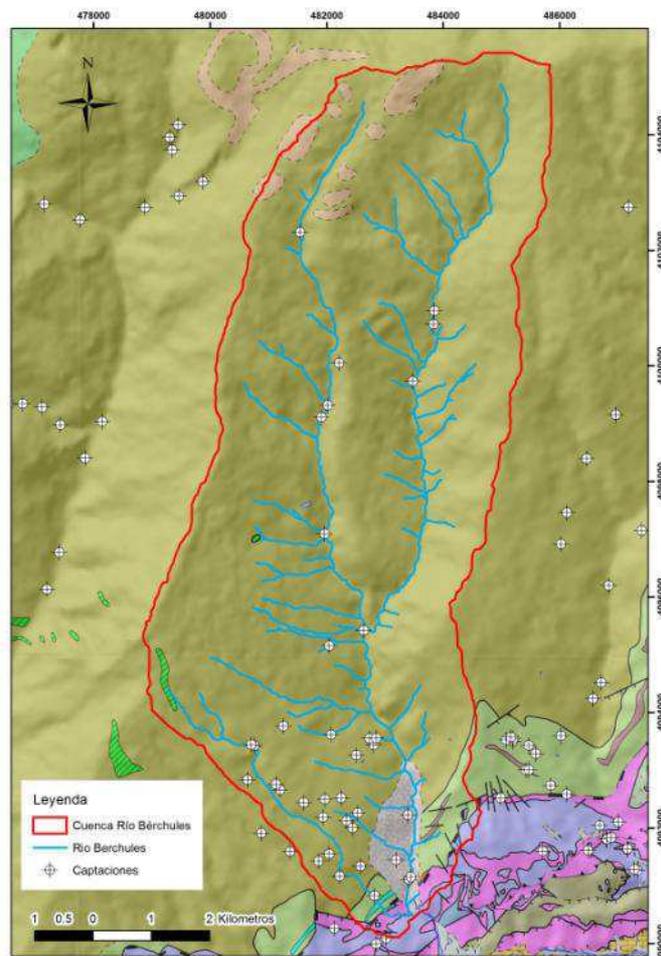
Figura 2.14. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 1. Acequia sin revestir. 2. Careo en una fractura abierta (sima). 3. Carero en una superficie permeable. 4. Circulación por la zonas de alteración A, B y C. 5. Circulación por la roca madre (zona D). 6. Remanentes. 7. Salidas difusas de tipo permanente hacia el río y hacia los manantiales que se localizan en sus proximidades.

Las aguas subterráneas en los micaesquistos que afloran en la comarca de la Alpujarra fueron estudiadas por Sbih et al. (1995). Se diferencian dos tipos de agua. En ambos casos las facies son bicarbonatado cálcica y excepcionalmente bicarbonatado clorurado cálcica, con una escasa variabilidad en la concentración de sus elementos mayoritarios con el tiempo.

El primero de los grupos de agua diferenciada consiste en un agua poco mineralizada, con conductividades muy similares a las del agua superficial ( $70 \mu\text{s}/\text{cm}$ ), y un segundo con mayor contenido iónico debido al aumento de las concentraciones de bicarbonato y calcio, fundamentalmente ( $200 \mu\text{s}/\text{cm}$ ). Esta agua está más evolucionada, es ligeramente más caliente y presenta una mayor salinidad, lo que indica un mayor tiempo de tránsito por el acuífero.

En la cuenca hidrológica del río Bérchules la investigación hidrogeológica está por hacer. En el inventario de puntos de agua del IGME tan solo existen cuatro pozos inventariados, y no hay ningún estudio hidrogeológico local. Sin embargo y según los datos facilitados por la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía (AMAYA), en la zona investigada existen un total de 37 sondeos (figura 2.15). Durante las visitas de campo realizadas con motivo de este trabajo se ha podido constatar que estos sondeos presentan caudales de varios litros por segundo y profundidades medias de 50 a 60 m. Actualmente, el IGME y la AMAYA, acaban de iniciar un proyecto de investigación hidrogeológica en las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina.

Figura 2.15. Detalle de la localización de los sondeos existente en la cuenca del río Bérchules (Fuente: AMAYA).



## 2.6. Usos del suelo.

El medio natural de Sierra Nevada ha sido modificado profundamente por la actividad humana. A la intensa deforestación que ha sufrido, ha seguido un uso agrícola y ganadero que modeló gran parte de su paisaje. El medio natural, las actividades humanas que en él se realizan y las complejas interacciones entre sus elementos forman un agroecosistema, que ha sido hasta hace poco tiempo la base de la economía de la comarca y que, además, ha permitido la conservación de unos valores naturales que han hecho aconsejable la declaración de parte de este territorio, primero, Parque Natural y, después, Parque Nacional.

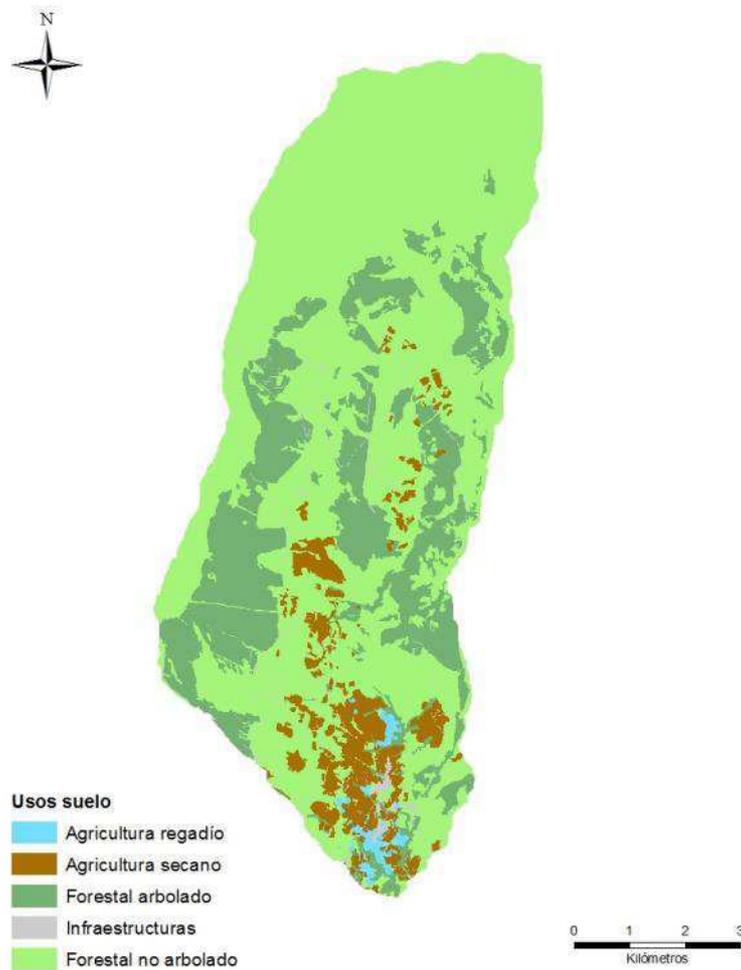


Figura 2.16. Usos del suelo.

La zona más alta de la cuenca es el dominio de la serie de vegetación oromediterránea filábrica-nevadense silicícola del enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *nana*): *Genisto baeticae-Junipereto nanae* S. La comunidad más evolucionada corresponde a un enebral-piornal. La destrucción de estas comunidades, en suelos aún desarrollados, permite la presencia de pastizales vivaces, mientras que en suelos esqueléticos, existe el tomillar oromediterráneo (Junta de Andalucía, 2005)

En la zona media de la cuenca, domina la serie supra-mesomediterránea filábrica y nevadense malacitano-almijareense y alpujarreño-gadoreense silicícola de la encina (*Quercus rotundifolia*): *Adenocarpo decorticantis-Querceto rotundifoliae* S. Faciación típica supramediterránea.

La comunidad clímax sería un encinar pobre en especies y poco denso, que en lugares húmedos y frescos se enriquece con especies de espinos. Como orla y primera etapa de sustitución se presentan los escobonales. En suelos más erosionados se presentan sucesivamente lastonares, jarales y pastizales-tomillares. En suelos removidos son frecuentes los tomillares nitrófilos.

Existen bosques de repoblación de *Pinus sylvestris*, que ocupan la zona clasificada como forestal arbolado en la *figura 2.16*. Fueron plantados en la segunda mitad del siglo XX. Las repoblaciones llevadas a cabo en Sierra Nevada se intensificaron a partir de 1935, destacando las realizadas en las zonas del Marquesado del Zenete y de la Alpujarra granadina. La superficie repoblada aumentó a partir de 1935 y posteriormente, tras estabilizarse, se observa otro aumento en la década de los 70. En los años de más intensidad reforestadora se llegaron a plantar más de 2.000 ha.

Las repoblaciones se hacían con el objetivo específico de reducir la pérdida de uso de suelo en el territorio al mismo tiempo que se fomentaba el empleo rural.

Respecto a la agricultura, las técnicas con más influencia en el medio se basan en la intrincada red de acequias y los bancales o terrazas, que se extienden desde la parte más occidental a la más oriental de Sierra Nevada y desde el nivel del mar hasta más de 2.000 m de altitud (Barceló, 1989).

Los bancales están formados por muros de piedra, llamados “balates”, que sostienen tierra por encima de ellos formando pequeñas superficies llanas que se emplean para el cultivo. Estas construcciones, muy frecuentes en la montaña mediterránea, tienen una importante influencia sobre el régimen hidrológico al aumentar la infiltración y reducir la escorrentía. Además, los bancales disminuyen la capacidad erosiva de las precipitaciones y ponen a disposición de los cultivos una mayor cantidad de agua. En los bancales se combinan los cultivos arbóreos con los herbáceos, ocupando los primeros los bordes del bancal para colaborar con sus raíces a la estabilidad del bancal y permitir el máximo de superficie llana al cultivo herbáceo (Medina Rojas, 1996).

La fracción de las tierras labradas en la cuenca es muy modesta, predominando los suelos ocupados por masas forestales y pastos dedicados al ganado. A nivel municipal, el papel de la agricultura y la importancia de las tierras labradas varían notablemente en función del emplazamiento dentro de la cuenca.

En la faja entre los 1000 y 1800 m de altitud sobrevive un policultivo de regadío sobre pequeños bancales, destinado mayormente al autoconsumo, constituido por algunas hortalizas, maíz y otras plantas forrajeras para la alimentación del ganado.

Las acequias de careo, debido a la filtración en sus márgenes, permiten el desarrollo de vegetación que de otra manera no existiría. Las acequias de riego de cotas superiores tienen un importante papel ecológico al extender de forma artificial los pastizales de montaña, formaciones que albergan una importante diversidad botánica. Se pueden encontrar acequias de riego de pastizales desde los 1000 m hasta los 2500 m de altitud.

Las acequias de careo no se cargan durante la época de sequía estival, por lo que el efecto que tienen sobre la vegetación natural no es tan conspicuo como en el caso de las acequias de riego. El borde de las acequias de careo suele estar cubierto por arbustos espinosos como el agracejo (*Berberis hispanica*), el espino (*Crataegus monogyna*), el endrino de Sierra Nevada (*Prunus ramburii*) o el rosal silvestre (*Rosa sp.*). También hay un aumento del pasto respecto de otras zonas por la mayor cantidad de agua disponible en la época de carga (Calle *et al.*, 2005).

Las simas están caracterizadas por estar cubiertas de unos pastizales muy singulares que adquieren en verano y otoño unos tonos amarillos visibles desde grandes distancias. Esto se debe al mayor crecimiento del pasto en los meses de carga por la presencia de agua.

Las acequias de riego de cotas inferiores crean a su alrededor un ecosistema especial en el que abundan los árboles de hoja caduca como álamos (*Populus alba*, *Populus nigra*), sauces (*Salix atrocinerea*), serbales (*Sorbus aria*, *Sorbus domestica*), alisos (*Alnus glutinosa*), cerezos (*Prunus avium*) y de manera especialmente frecuente castaños (*Castanea sativa*) (Blanca, 1998). La sombra de estos árboles y la humedad proporcionada por la acequia crean, en las inmediaciones del canal, unas condiciones que permiten la abundancia de helechos, musgos y hepáticas, cañas y carrizos, así como otras plantas acuáticas.

## **2.7. Usos del agua.**

En Sierra Nevada no se ha podido relacionar claramente un sistema de riego con un yacimiento romano. Se sabe que los romanos tenían en principio una clara preferencia por los terrenos llanos y de escaso relieve, lo que descarta las partes más abruptas de Sierra Nevada. De hecho, en el altiplano del Marquesado del Zenete no se puede vincular las numerosas huellas romanas existentes con las acequias de Sierra Nevada (González Román, 2000).

En la ladera sur no se han encontrado grandes instalaciones de época romana, sino pequeños hallazgos sin vínculos con sistemas de regadío. Un descubrimiento un poco más relevante, una villa romana quizás asociada a un pequeño sistema hidráulico, se sitúa en la parte este (Laujar de Andarax), fuera de la zona de estudio, donde el relieve se suaviza (López Medina, 1996).



Figura 2.17. Acequia de Mecina.

Muchas de las alquerías en la Alpujarra llevan topónimos de claro origen preislámico, indicando que la explotación de los manantiales hizo posible la instalación de pequeños grupos, aprovechando unos cuantos claros alrededor de las fuentes. A medida que los asentamientos fueron más estables y asociados a la introducción de nuevas especies agrícolas con mayores demandas hídricas, empezó a construirse el paisaje estructurado en terrazas y acequias, tan característico de la zona de la Alpujarra (González Ayestarán, 2000). La construcción y desarrollo de los canales a lo largo de la Edad Media fue alrededor de las zonas de residencia (las acequias cuyas tomas son las más altas en la Sierra Nevada son más recientes). En la Alpujarra, las acequias pasan por encima y no por debajo de sus núcleos poblados.

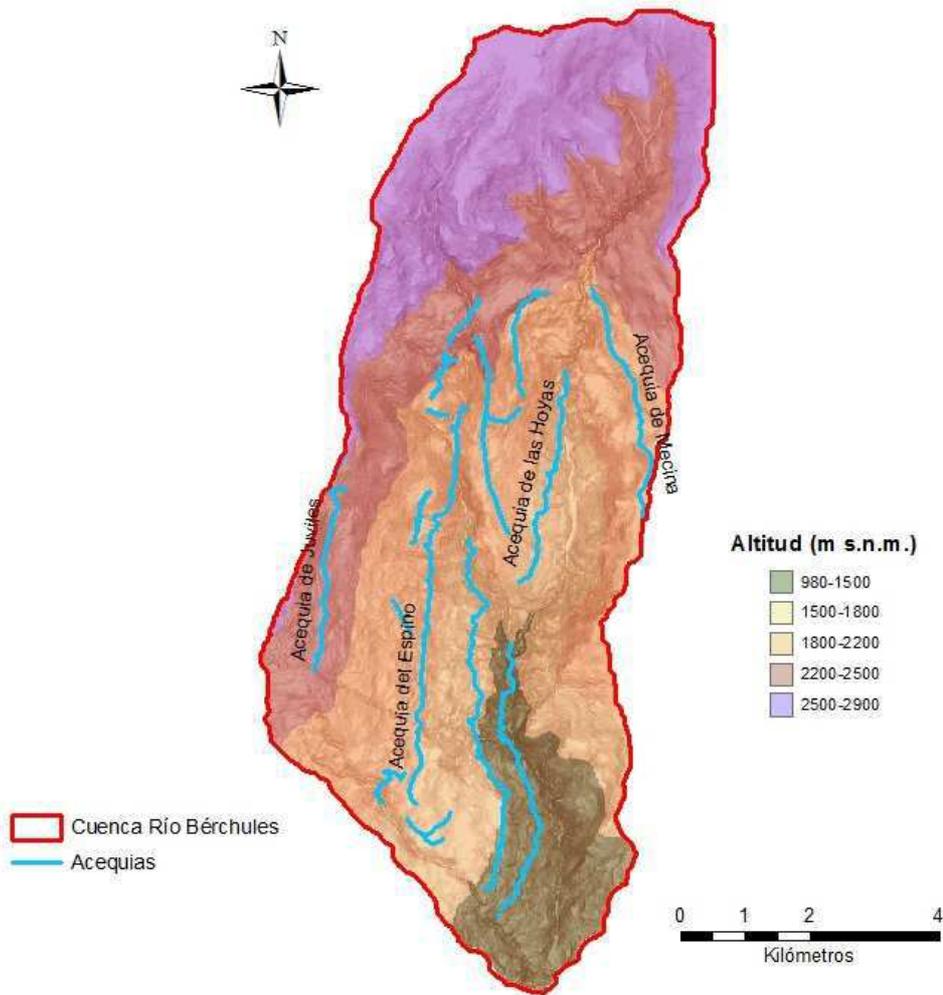


Figura 2.18. Red de acequias.

Las acequias se encuentran integradas en el paisaje (*figura 2.18*), formado por las actividades realizadas por las sucesivas culturas sobre el medio natural. Cada cultura ha utilizado estos canales con fines algo diferentes, dentro de una economía basada en la agricultura. La existencia de estas acequias que estructuran el paisaje, delimitando los territorios de cultivo de regadío, permitieron el asentamiento de sociedades en zonas de desigual precipitación, explotando los recursos hídricos tanto para el consumo humano como para el desarrollo de la economía de la zona.

La extensión de las redes de acequias se hizo, en la Alpujarra alta, hacia la Sierra, siguiendo las roturaciones de tierra. Se pueden distinguir dos tipos de acequias atendiendo a su función y al tipo de gestión que reciben: acequias de careo y acequias de riego.

Las acequias de careo son canales excavados en tierra o roca. Tienen por lo general mayores pendientes que las de riego por lo que, a igualdad de sección, permiten el paso de mayores volúmenes de agua. Debido a la mayor pendiente y a la consiguiente fuerza del agua, la cantidad de elementos finos depositados, en comparación con las acequias de riego, es menor (Ben Sbih *et al.*, 1996).

Las acequias de careo no suelen presentar graves problemas de inestabilidad en las laderas, dado que Sierra Nevada tiene la particularidad de que el relieve en altitudes elevadas, donde se encuentran estas acequias, es más suave que en altitudes inferiores. Los principales problemas de este tipo de acequias se suelen encontrar en los tramos iniciales, cerca de la toma y al cruzar los barrancos.

El agua que conduce las acequias de careo se descarga en unas zonas más o menos llanas caracterizadas por tener un sustrato muy permeable, las llamadas simas. Además de la infiltración en las simas, es importante la infiltración que se va produciendo a lo largo de todo el recorrido; al no poseer depósitos de materiales finos que impermeabilicen el canal.

Las acequias de riego en su forma tradicional también son canales excavados en la tierra o en la roca, tienen pendientes pequeñas y, debido a ello, generalmente presentan grandes depósitos de materiales finos en su recorrido. Estos materiales son importantes porque forman una capa relativamente impermeable y evitan pérdidas suficientes para que juegue un importante papel en la dinámica de los sistemas de acequias.

Los sistemas de acequias de riego bien desarrollados consisten en varias acequias escalonadas a lo largo de la ladera. Las más altas se utilizan para el riego de los pastizales de montaña y las demás se utilizan para el riego de diferentes cultivos (Espinar Moreno, 1988).

El mantenimiento y gestión de las grandes acequias de riego es más complejo que el de las acequias de careo. Debido a ello 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.

Además del sistema de acequias principales, hay múltiples acequias más pequeñas que aprovechan nacimientos de pequeña magnitud y que conducen el agua a parcelas más o menos grandes. También hay cortijos que aprovechan nacimientos procedentes de una pequeña acequia de careo que discurre por encima.

La red de acequias ejerce alteraciones sobre la hidrología de la zona (*figura 2.18*). Redistribuye espacialmente el agua, pues la conduce de los cauces naturales a zonas donde sólo llegaría en forma de lluvia. Alteran el régimen de caudales de los cauces naturales, debido a que éstos disponen de menor cantidad de agua, hasta llegar incluso a secarlos con el perjuicio que esto puede suponer para la dinámica de los ríos, e incrementan las filtraciones y recarga de los acuíferos.

Las acequias interrumpen la escorrentía de las laderas y conducen el agua por unos canales de menor pendiente que los cauces naturales. En muchas ocasiones, además, interceptan los propios barrancos. 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 la cuenca. Además, las acequias aumentan la evapotranspiración, que se produce en los cultivos, en los pastos que son objeto del riego y en la vegetación que vive a expensas de las filtraciones de las acequias.

Otra alteración hidrológica ejercida por las acequias es el aumento en la retención del agua en la cuenca. El agua que se evacuaría rápidamente por los cauces naturales se distribuye por la cuenca para volver a infiltrarse en las acequias, en las simas o en los campos de cultivo (Ayuso Muñoz *et al.*, 1986), pudiendo repetirse el fenómeno varias veces.

A partir de los estudios anteriores (Millares, 2008) se han podido deducir las grandes necesidades hídricas requeridas por las diferentes comunidades de regantes para la cuenca del río Bérchules. 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. 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. La cuenca de estudio 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 el acuífero 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  $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ . 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  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  (Millares, 2008).

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. 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  $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Por lo tanto, a partir de los datos obtenidos según las características de las acequias inventariadas (Millares, 2008), 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  $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$ . En otro estudio (Al Alwani, 1997) se estima en unos  $3 \text{ hm}^3/\text{año}$  las extracciones para riego en la cuenca del río Bérchules.

## 2.8. Referencias.

- 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*. I.A.H. 115-124.
- Alwani, G. 1997. *Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalfeo. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico*. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 pp.
- Aldaya, F. et al. 1979. *Memoria y Mapa geológico de la Hoja de Lanjarón*. 1:50000 (2ª serie). IGME. Madrid, 65 pp.
- Ayala FJ, Elizaga E, González de Vallejo LI. 1987. *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España*. Serie Geológica Ambiental, IGME. Madrid, p134.
- Ayuso Muñoz, J. L., et al. 1986. La agricultura de escorrentía en el Sureste andaluz. *II Simposio sobre el agua en Andalucía*. Universidad de Granada, Granada.
- Barceló, M. 1989. El diseño de espacios irrigados en Al-Andalus: un enunciado de principios generales. El agua en zonas áridas: arqueología e historia. *I Coloquio de Historia y Medio Físico*. España.
- Ben Sbih, Y. 1995. Los careos y su impacto ambiental. *Geogaceta*. 17, 79-81.
- Ben Sbih, Y., Pulido Bosch, A. 1996. Papel de los careos en la gestión de las aguas de la Alpujarra. *Iª Conferencia Internacional Sierra Nevada*, España.
- Blanca, G. 1998. Threatened vascular flora of Sierra Nevada (Southern Spain). *Biological conservation* 85, 269-285.
- Calle, M., Gómez, J. E. 2005. Electronic Referente recuperado 2005, Serie de vegetación de Sierra Nevada. <http://waste.ideal.es/seriesdevegetacion.htm>
- Castillo, A. 1985. *Aguas superficiales y subterráneas en Sierra Nevada*. En Sierra Nevada y La Alpujarra. Ed. Andalucía, S.A. Ferrer, M. Granada.
- Castillo, A. 1993. *Aguas de Sierra Nevada*. En Aguas de Sierra Nevada. EMASAGRA. Ferrer, M. y Fernández Durán, E. Granada.
- Castillo, A.; del Valle, M.; Rubio-Campos, J.C. y Fernández-Rubio, R. 1996a. Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). *I Conferencia internacional de Sierra Nevada*, Granada, 389-413.

- Castillo, A.; Gisbert, J. y Al-Alwani, G. 1996b. Caudales específicos característicos de Sierra Nevada (Granada y Almería); metodología de estimación de recursos hídricos. *Geogaceta*, 19: 142-145
- Espinar Moreno, M (1988). Aproximación al conocimiento del regadío alpujarreño. Noticias de la taha de Juviles. Sierra Nevada y su entorno. *Actas del encuentro hispano francés sobre Sierra Nevada*. Granada.
- Estévez, A. et al. 1985. Los alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea*. 4, 5-32.
- Fedeli, B y Castillo, A. 1997. *Different kinds of morphogenetic springs in the upper Dilar valley (Sierra Nevada, Granada; Spain)*. Hydrogeology of Hard Rocks. Ed. I.A.H. 159-167.
- Fedeli, B y Castillo, A. 1998. Condiciones de surgencia en una cuenca esquistosa de alta montaña (Sierra Nevada, Granada, España). *Geogaceta*, 23, 47-50.
- Gisbert, J. 1997. *Estudio hidrológico y erosivo de la cabecera del río Monachil (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, Granada.
- Gisbert, J., Pulido-Bosh, A. y Al-Alwani, G. 1998. On the characterization of hydrologic behavior of a high mountain schistous catchment. *Müncher Geol. Hefte*, 8, 29-34.
- González Ayestarán, R (2000). Inventario de acequias de Sierra Nevada. Copia provisional. España.
- González Román, C (2000). El poblamiento romano en los altiplanos de Granada. Historia, cultura material y antropología del Marquesado de Zenete, 23 – 37.
- Instituto Geográfico Nacional. [www.ign.es](http://www.ign.es). Consulta: Junio 2014.
- Junta de Andalucía. 2005. *Datos botánicos aplicados a la Restauración del medio Natural Andaluz II*. Modelos de Restauración Forestal.
- López Medina, M. J (1996). El agua en el sudeste peninsular durante la época romana. Su aprovechamiento para la agricultura. *II Coloquio de Historia y Medio Físico*. Agricultura y regadío en Al-Andalus, 13-37.
- Medina Rojas, M (1996). Proyecto de reparación y mejoras de acequias de careo en el Parque Natural de Sierra Nevada. Delegación Provincial de Almería. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.
- Millares, A., 2008. *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en las cuencas de montaña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada, 162 pp.

- Nijhuis HJ (1964) *Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain*. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam.
- Pulido-Bosch, A. *et al.* 1993. Los “Careos”, un sistema ancestral de manejo del agua de deshielo en la Alpujarra (Granada, España). *Memoria del IV Simposio Colombiano de Hidrogeología*. 281-290.
- Pulido-Bosh, A. y Ben Sbih, Y. 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environmental Geology*, 26, 57-63.
- Puga Rodríguez E (1971) *Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada 304pp.
- Puga E, Diaz de Federico A, Fontboté JM. 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios Geol.* 30, 534-548.
- Pulido-Bosh, A. y Ben Sbih, Y. 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environmental Geology*, 26, 57-63.
- Red de Información Ambiental de Andalucía. [www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam](http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam). Consulta: Junio 2014.
- Rodríguez, J., Velilla, N., Fernández, R. 1981. Hidroquímica y termalismo de las aguas de Lanjarón (Granada). *I Simposio del Agua en Andalucía*. Sevilla. 501-515.
- Singhal, BBS y Gupta, RP. 2010. *Applied Hydrogeology of Fractures Rocks*. Second Edition. Springer. 408 pp.

## **CAPÍTULO III**

# **ANÁLISIS DE DATOS METEOROLÓGICOS Y BALANCE DE AGUA EN EL SUELO**

### **3.1. Resumen.**

El análisis y tratamiento de los datos hidrometeorológicos es fundamental para hacer el estudio de los recursos hídricos de una cuenca hidrológica. En este Proyecto se ha realizado una selección de las estaciones meteorológicas más cercanas a la cuenca de estudio, en especial de las situadas en la vertiente sur de Sierra Nevada, a cotas elevadas, y en las que se dispusiera de series de precipitación y temperatura correspondientes al máximo periodo de tiempo. Se ha trabajado con 570.530 datos diarios brutos de precipitación y temperatura correspondientes a 19 estaciones meteorológicas. El tratamiento de estos datos ha permitido el completado de las series, el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) mediante las expresiones de Thornthwaite y Hargreaves y la evaluación de la lluvia útil y de la evapotranspiración real (ETR) con diferentes valores de reserva útil de agua en el suelo.

El tratamiento de los datos realizado y la disponibilidad de estaciones meteorológicas a diferente altitud han permitido calcular los gradientes altitudinales de precipitación, temperatura y ETP. Para ello, se han considerado las estaciones situadas a más de 1000 m s.n.m. (la cuenca del río Bérchules se encuentra en su práctica totalidad por encima de los 1000 m s.n.m). Por otro lado, para poder simular los procesos nivales en la cuenca hidrológica del río Bérchules, y para obtener una estimación más acertada de la precipitación y de la temperatura en la cuenca, durante el periodo que se pretende modelizar (1970-2007), se ha hecho una división de esta en 7 subzonas altitudinales. De este modo, se ha intentado suplir la inexistencia de estaciones termopluviométricas en las zonas más elevadas. Así, se han generado siete series termopluviométricas virtuales, cada una representativa de una subzona altitudinal de la cuenca, a partir de su altitud media y de los gradientes altitudinales calculados previamente.

Por último, con los datos de precipitación y de ETP se ha realizado un balance de agua en el suelo con diferentes valores de capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) o de reserva útil (RU), lo que ha permitido obtener una primera aproximación de la escorrentía total o lluvia útil de la cuenca.

La precipitación media anual del periodo comprendido entre enero de 1970 y diciembre de 2007, en las estaciones próximas a la cuenca del río Bérchules, situadas entre 940 y 2470 m s.n.m, en la vertiente sur de Sierra Nevada, es de 709 mm/año. Del mismo modo, la temperatura media anual es de 8,9 °C, y la evapotranspiración potencial, calculada con las expresiones de Thornthwaite y de Hargreaves, es de 576 mm/año y 866 mm/año, respectivamente.

Los valores de escorrentía total o lluvia útil que resultan en la cuenca del río Bérchules con CRAS comprendidas entre 50 y 300 mm, son de 377 y 148 mm/año (25 y 10 hm<sup>3</sup>/año), respectivamente.

### **3.2. Introducción.**

Para poder cuantificar los recursos hídricos de una cuenca es necesario conocer, lo más exactamente posible, la cantidad de agua que entra al sistema (precipitación) y las posibles salidas por evaporación y transpiración, y su variabilidad temporal y espacial. Por lo tanto, es de vital importancia contar con una red de estaciones meteorológicas representativas en la zona de estudio, dotadas de sensores fiables (*fig. 3.1*).

El número de estaciones debe ser lo suficientemente amplio como para permitir analizar la variabilidad espacial de los datos meteorológicos, y con las series de datos lo más completas posibles. Existen numerosos métodos para estimar los valores inexistentes en las series incompletas de datos de precipitación y temperatura (Creutin y Obled, 1982), como pueden ser las medias totales, la inversa de la distancia al cuadrado y la regresión simple o múltiple.



Figura 3.1. Estación meteorológica.

Para calcular el volumen de agua que alcanza a una cuenca también se pueden aplicar diferentes métodos, como la media aritmética, el método de los polígonos de Thiessen, el de las isoyetas, o métodos geoestadísticos, etc.

La evapotranspiración potencial se puede calcular, de forma aproximada, a partir de datos de temperatura. Una vez conocida la ETP y la capacidad de retención de agua del suelo (CRAS) o reserva útil (RU), que es el agua que el suelo puede almacenar y posteriormente evaporarse o ser transpirada por la vegetación, se determina la evapotranspiración real. La diferencia entre el volumen de lluvia y el volumen de agua evapotranspirada es la lluvia útil (LLU), o lo que es lo mismo; el porcentaje de la precipitación que se transforma en escorrentía, tanto superficial como subterránea, en una cuenca hidrológica.

### 3.3. Materiales y métodos.

#### 3.3.1. Datos disponibles.

Se parte de las series de datos diarias de precipitación (P) y temperatura (T<sup>a</sup>), de las estaciones que aparecen en la *figura 3.2* y en la *tabla 3.1*. En la *tabla 3.2* se recogen los periodos con datos de cada estación.

	Código	Tipo	Altitud	X	Y
Arquilla	6257I	T-P	1652	457223.31	4089284.50
Bérchules	6224	P	1319	483026.75	4092336.75
Busquistar, C. La Calahorra	6234E	P	1400	474994.06	4093281.25
Cádiar	RIA1807	P	950	483724.00	4086564.00
Cadiar, C.P.G.	C380	T-P	940	484021.00	4089099.00
Laujar	6309	T-P	921	509973.91	4094328.75
Laujar, Cerecillo	6307	T-P	1800	507743.88	4100181.25
Laujar, Monterrey	6308	T-P	1280	508981.41	4097871.50
Mairena	6280U	T-P	1080	495884.91	4095402.50
Mecina Bombaron	6282	P	1200	486118.06	4092793.50
Portugos	6236	P	1120	473743.19	4088508.50
Posturas	6236	T-P	1050	455632.47	4087782.50
Tajos de Breca	PG1	T-P	2470	480994.00	4100446.00
Trévez	6234	P	1476	476235.75	4095280.75
Ugíjar	6281	P	559	495140.97	4091088.50
Velor - Nechite	6281E	T-P	975	493660.41	4095249.75

Tabla 3.1. Estaciones meteorológicas usadas. Donde P = estación pluviométrica y T = estación termométrica.

	Precipitación	Temperatura
<b>Arquilla</b>	1989-2012	1990-2012
<b>Bérchules</b>	1961-2010	-
<b>Busquistar, C. La Calahorra</b>	1971-1987	-
<b>Cádiar</b>	1961-2010	-
<b>Cadiar, C.P.G.</b>	2001-2013	2001-2013
<b>Laujar</b>	1961-2012	1961-1991
<b>Laujar, Cerecillo</b>	1961-2008	1961-2012
<b>Laujar, Monterrey</b>	1961-2010	1961-2008
<b>Mairena</b>	1985-1991	1986-1991
<b>Mecina Bombaron</b>	1961-2010	-
<b>Portugos</b>	1961-2010	1990-2012
<b>Posturas</b>	1989-2012	-
<b>Tajos de Breca</b>	2010-2013	2010-2013
<b>Trévez</b>	1965-2010	-
<b>Ugíjar</b>	1961-2010	-
<b>Velor - Nechite</b>	1991-2012	1991-2012

Tabla 3.2. Periodo con datos de las estaciones meteorológicas usadas.

Además, para el tratamiento de la información topográfica se ha utilizado el modelo digital de elevaciones con paso de malla de 5 m del IGN, disponible en su página web ([www.ign.es](http://www.ign.es)).

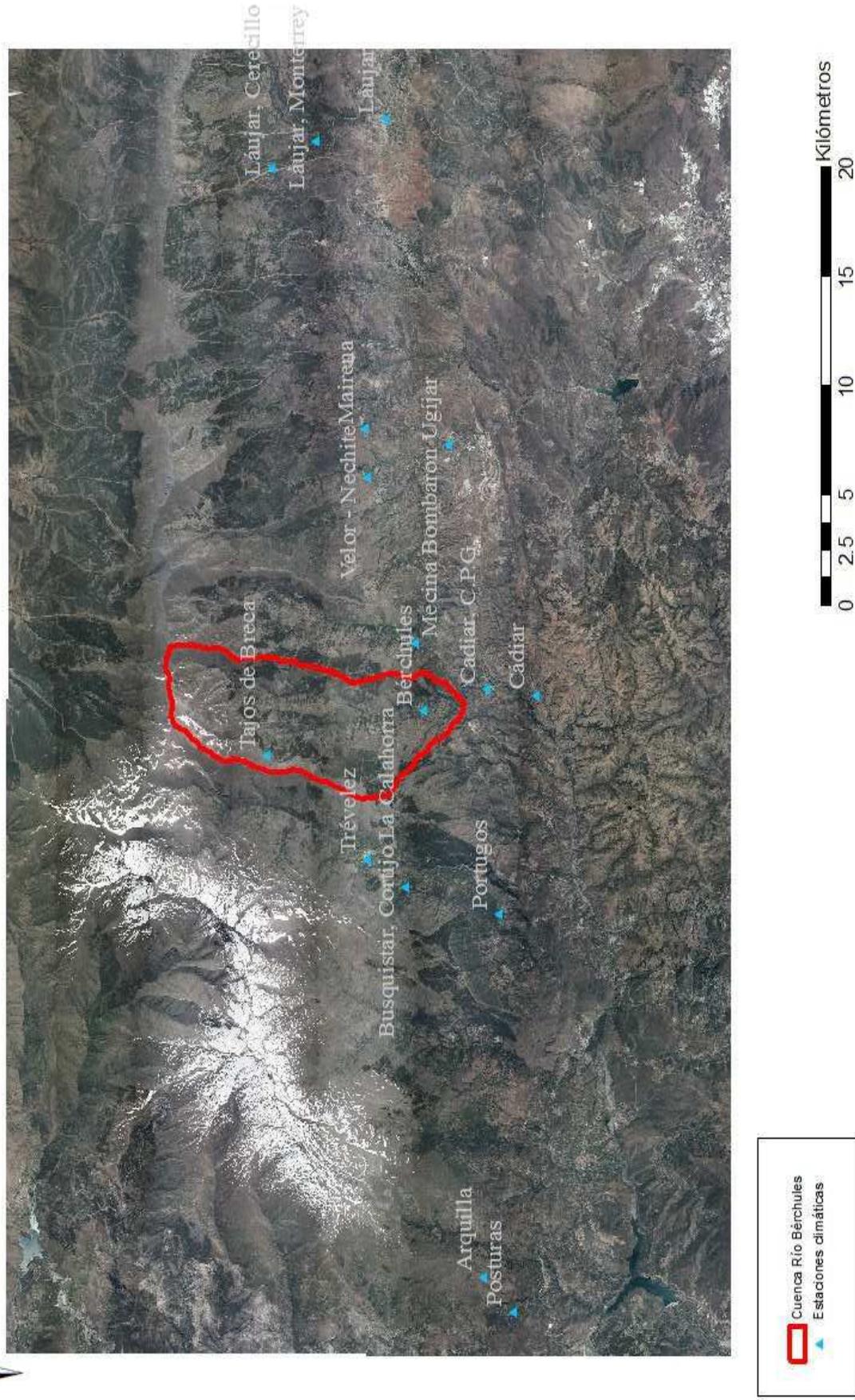


Figura 3.2 Localización de las estaciones meteorológicas

### 3.3.2. Completado de series.

El completado y el tratamiento de los datos meteorológicos se ha realizado con el programa Trasero 2.0 (Padilla y Delgado, 2014). En el caso del completado de las series meteorológicas se ha optado por el método de *regresión simple*. Partiendo de un conjunto de series, los datos ausentes se completan mediante la ecuación de la recta de regresión de la serie incompleta con la que mayor coeficiente de correlación se obtiene y no le falta ese dato:

$$\dot{Y}_j = bX_j + a$$

Donde:

$a, b$ ; coeficientes de la recta de regresión. Se puede optar por un término independiente igual a cero, entonces la recta pasa por el origen de coordenadas.

$X_j$ ; valor existente en la serie con mayor coeficiente de correlación.

Este procedimiento suele ser útil para completar series en las que existe una importante ausencia de datos y se dispone de otras de la misma naturaleza y comportamiento.

### 3.3.3. Cálculo de la ETP.

La ETP se ha calculado con las fórmulas de Thornthwaite y de Hargreaves. En este sentido, Allen *et al.* (1998) afirman que, cuando solo se dispone de datos de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria, el método de Hargreaves es con el que se obtienen los resultados más parecidos a los obtenidos con la ecuación de Penman (método de referencia adoptado por la FAO). Esta buena correlación está confirmada tanto en Europa (Choisnel *et al.*, 1992), como en Andalucía (Vanderlinden, 2002; Vanderlinden *et al.*, 2004; Gavilán *et al.*, 2005).

A continuación se explican ambos métodos:

Método de Thornthwaite

Para estimar la evapotranspiración potencial Thornthwaite (1948) propone la siguiente fórmula:

$$e_i = 16 \left( \frac{10 t_i}{I} \right)^a$$

Donde:

$e_i$ , evapotranspiración del mes  $i$  sin ajustar (mm). Para datos diarios hay que dividir por 30.

$t_i$ , temperatura media del mes (°C). Para valores diarios corresponde a la temperatura media diaria.

$I$ , índice de calor anual:  $I = \sum_{i=1}^{12} i_i$

$i_i$ , índice de calor mensual:  $i_i = \left( \frac{t_i}{5} \right)^{1.515}$

$a = 0.000000675 \cdot I_3 - 0.0000771 \cdot I_2 + 0.01792 \cdot I + 0.49239$

Para valores de temperatura media superior a 26.5 °C la evapotranspiración potencial sin ajustar se obtiene directamente según la siguiente tabla:

$t_i$	26.5	27.0	27.5	28.0	28.5	29.0	29.5	30.0	30.5	31.0	31.5	32.0
$e_i$	135.0	139.5	143.7	147.8	151.7	155.4	158.9	162.1	165.2	168.0	170.7	173.1

$t_i$	32.5	33.0	33.5	34.0	34.5	35.0	35.5	36.0	36.5	37.0	38.5	38.0
$e_i$	175.3	177.2	179.0	180.5	181.8	182.9	183.7	184.3	184.7	184.9	185.0	185.0

**Tabla 3.3. ETP sin ajustar.**

La evapotranspiración potencial de cada mes, o día, ( $ETP_i$ ) se obtiene multiplicando la  $e_i$  por un factor de corrección:

$$ETP_i = k_i e_i$$

Donde:

$K_i$ , factor de corrección:  $K_i = N_i/12$ , para datos diarios; y  $K_i = (D_i/30) (N_i/12)$ , para datos mensuales.

$D_i$ , número de días del mes.

$N_i$ , número máximo de horas de sol, según la latitud.

El número máximo de horas de sol en el día  $i$  viene dado por:

$$N_i = \frac{12w}{15}$$

Donde:

$w$ , ángulo horario en grados:  $w = \arccos(-\tan(\varphi) \tan(d))$ .

$\varphi$ , latitud en grados.

$d$ , declinación en grados:  $d = 23.45 \text{ sen } [0.9863 (284+n)]$ .

$n$ , día del año contado desde el 1 de enero.

### Método de Hargreaves

Hargreaves y Samani (1985) proponen la siguiente expresión para calcular la evapotranspiración potencial diaria:

$$ETP_i = 0,0135 (t + 17,78) R_s$$

Donde:

$ETP_i$ , evapotranspiración potencial diaria (mm). En el caso de datos mensuales habría que multiplicar por el nº de días del mes.

$t_i$ , temperatura media diaria (°C). Para valores mensuales corresponde a la media mensual.

$R_s$ , radiación solar incidente diaria (mm/d).

La radiación solar incidente se puede obtener mediante la expresión (Samani, 2000):

$$R_S = R_0 KT (t_i^{max} - t_i^{min})^{0.5}$$

Donde:

$R_0$ , radiación solar extraterrestre diaria. Es la que se recibe sobre una superficie situada en el límite superior de la atmósfera (MJulios/m<sup>2</sup>/día).

KT, coeficiente empírico que depende de la presión atmosférica. Hargreaves recomienda  $KT = 0,162$  para regiones del interior y  $KT = 0,19$  para regiones costeras.

$t_i^{max}$  y  $t_i^{min}$ , temperatura diaria máxima y diaria mínima (°C).

La radiación solar extraterrestre se puede calcular por la siguiente fórmula:

$$R_0 = 37,59 d_{t-s} (0,01745 w \text{ sen}(\varphi) \text{ sen}(d) \text{ cos}(\varphi) \text{ cos}(d) \text{ sen}(w))$$

Donde:

$d_{t-s}$ , distancia relativa entre el Sol y la Tierra:  $d_{t-s} = 1 + 0,033 \text{ cos} \left( 2\pi \frac{n}{365} \right)$ .

$n$ , día del año contado desde el 1 de enero. En el caso de datos mensuales se calcula para el día 15 del mes correspondiente.

$w$ ,  $d$ , ángulo horario y declinación solar en grados.

$\varphi$ , latitud en grados.

### 3.3.4. Sectorización de la cuenca. Estaciones virtuales.

Existen diferentes métodos para establecer la altitud media de una cuenca, en el presente estudio se ha utilizado un SIG para estimar el promedio del valor de altitud de las celdas del modelo digital de elevaciones, MDE, que integran cada subzona altitudinal.

Se ha optado por dividir la cuenca en 7 subzonas altitudinales, con una diferencia de altitud media entre subzonas consecutivas de 250-300 m, suficiente para la simulación de la dinámica nival.

Debido a la ausencia de estaciones meteorológicas representativas de cada subzona, se ha optado por la creación de una estación termopluviométrica virtual, representativa para cada subzona.



Figura 3.3. Fotografía de parte de la cuenca de estudio. Se puede apreciar la heterogeneidad altitudinal y de usos del suelo.

Se requiere obtener los valores medios anuales, tanto de precipitación como de temperatura, de las diferentes estaciones reales. Con la recta de regresión de la precipitación (y temperatura) media anual y la altitud sobre el nivel del mar de cada estación, se obtienen los gradientes altitudinales de precipitación y de temperatura mediante una expresión de la forma:

$$\textit{Precipitación} = A \textit{ altitud} + B$$

$$\textit{Temperatura} = C \textit{ altitud} + D$$

Donde

A, B, C y D son los coeficientes de la recta de regresión.

Con la ecuación de la recta de regresión, y la altitud media de cada subzona altitudinal, se calcula la precipitación media anual ( $P_{\text{virtual}}$ ) y las temperaturas medias anuales ( $T^{\text{a}}_{\text{virtual}}$ ) de cada subzona.

El procedimiento para establecer las series meteorológicas de las estaciones virtuales ha seguido dos líneas de trabajo diferentes, en función de si se trata de los valores de precipitación y ETP, o de temperatura. En el caso de la ETP, se ha seguido el mismo procedimiento que en el de la precipitación.

El procedimiento para la construcción de las series pluviométricas diarias de las estaciones virtuales ha requerido de la selección de una estación meteorológica más representativa (estación de referencia), de cada subzona, atendiendo al criterio de proximidad y de similitud de condiciones (altitud, orientación, precipitación media, proximidad, etc.). Se parte de su precipitación media anual ( $P_{\text{referencia}}$ ).

Identificada la estación de referencia es necesario establecer la relación entre  $P_{\text{virtual}}$  y  $P_{\text{referencia}}$  para construir la serie diaria de precipitación y temperatura de la estación virtual.

$$C_p = P_{\text{virtual}} / P_{\text{referencia}}$$

Donde  $C_p$  representa el factor de correlación.

La serie diaria de precipitación la estación virtual ( $Pd_{\text{virtual}}$ ) se obtiene multiplicando la relación anterior hallada por la precipitación diaria de la estación meteorológica de referencia ( $Pd_{\text{referencia}}$ ).

$$Pd_{\text{virtual}} = C_p \times Pd_{\text{referencia}}$$

El procedimiento, para la construcción de la estación termométrica virtual, también requiere establecer el gradiente térmico de la zona mediante la representación de las

temperaturas medias anuales frente a la altitud de la estación, en un sistema de coordenadas cartesiano.

Establecida la altitud media de cada subzona se calcula mediante la ecuación del gradiente térmico la temperatura media anual que le corresponde a cada una de ellas, definida como  $T_{\text{virtual}}^{\text{a}}$ . El procedimiento, llegados a este punto, difiere al seguido para la precipitación, ya que una vez seleccionada la estación real más representativa del valor de temperatura, se establece la relación entre  $T_{\text{virtual}}$  y  $T_{\text{referencia}}$ :

$$D_{if} = T_{\text{virtual}} - T_{\text{referencia}}$$

Donde  $D_{if}$  representa la diferencia entre la temperatura media anual de la subzona altitudinal y la estación de referencia.

La serie diaria de temperatura de la estación virtual ( $T_{\text{virtual}}^{\text{d}}$ ) se obtiene sumando la diferencia anterior hallada a la temperatura diaria de la estación meteorológica de referencia ( $T_{\text{referencia}}^{\text{d}}$ ).

$$T_{\text{virtual}}^{\text{d}} = T_{\text{referencia}}^{\text{d}} + D_{if}$$

Nota:

La metodología para el cálculo de la ETP virtual es la misma que la seguida en el caso de la precipitación, por lo que no se ha detallado.

### 3.3.5. Balance de agua en el suelo.

Los modelos más sencillos de balance de agua en el suelo consideran el suelo como un depósito con una capacidad de almacenamiento limitada, en el que las entradas se producen por la lluvia y las salidas por evapotranspiración, de forma que cuando el recipiente desborda se produce escorrentía (Martos-Rosillo, 2008). Las diferencias entre estos modelos obedecen a la distinta evaluación de la evapotranspiración (Alley, 1984; Milly, 1994a, b), no obstante, también debe ser considerado escalas de tiempo

adecuadas a la variabilidad meteorológica de la zona donde se hace el balance. En relación con lo anterior, Samper (1998) señala que en condiciones áridas y semiáridas es de especial importancia hacer una correcta elección de la escala de tiempo empleada al realizar los balances de agua: los mecanismos de recarga no son lineales, por tanto el cálculo de la recarga en periodos grandes de tiempo debe obtenerse integrando los valores de recarga de cada uno de los sucesos en los que se produce. La elección de un intervalo de tiempo mensual puede conducir a calcular una recarga nula, cuando en realidad han podido existir diversos periodos cortos especialmente lluviosos, en los que la aportación de lluvia puede sobrepasar el déficit de humedad de agua en el suelo y provocar recarga (Martos-Rosillo, 2008).

Además, cuando se realiza un balance de agua en el suelo, uno de los parámetros fundamentales a tener en cuenta es el de la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) o de la reserva útil (RU), que se define como el intervalo de humedad volumétrica integrado entre el punto de marchitez permanente,  $\theta_{PM}$ , y la capacidad de campo,  $\theta_{cc}$  (Allen *et al.*, 1998). Es la cantidad de agua que permanece en el suelo a disposición de las plantas. El punto de marchitez permanente es el contenido volumétrico de agua con el que puede tener lugar la transpiración de una planta determinada; con cantidades menores de agua se marchita permanentemente. Depende del tipo de suelo y del tipo de planta. La capacidad de campo representa la cantidad de agua que un suelo bien drenado retiene en contra de las fuerzas gravitatorias, es decir, la cantidad de agua remanente en el suelo cuando el drenaje descendente ha disminuido significativamente. Es un concepto poco preciso, pues depende del tiempo de drenaje. Este hecho ha provocado que sea más usual definir la capacidad de campo como el contenido volumétrico de agua a una succión determinada (Carrera y Saaltink, 2002). Sin embargo, tampoco existe un acuerdo en el potencial a elegir (Martos-Rosillo, 2008).

Es conveniente explicar que, como los contenidos de humedad superiores a la capacidad de campo no se pueden retener en el suelo, en contra de las fuerzas de gravedad, y son drenados, y como los contenidos de humedad por debajo del punto de marchitez permanente no pueden ser extraídos por las raíces de las plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre los contenidos de humedad correspondientes a la capacidad de campo y al punto de marchitez permanente (Allen *et al.*, 1998).

Por otro lado, es frecuente que la capacidad de retención de agua en el suelo, el punto de marchitez permanente,  $\theta_{PM}$ , y la capacidad de campo,  $\theta_{cc}$ , se expresen referidas a la altura de la zona radicular del suelo. En ese caso la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) suele expresarse como la altura (en mm) de la columna de agua que es capaz de retener una columna de suelo de una altura igual a la profundidad de penetración de las raíces. De todo ello resulta que:

$$CRAS = 1000 \times (\theta_{cc} - \theta_{PM}) \times Z_r \text{ (mm)}$$

Donde:

$CRAS$  = capacidad de retención agua en el suelo (mm).

$\theta_{PM}$  = contenido de humedad a punto de marchitez permanente ( $m^3 m^{-3}$ ).

$\theta_{cc}$  = contenido de humedad a capacidad de campo ( $m^3 m^{-3}$ ).

$Z_r$  = profundidad de las raíces (m).



Figura 3.4. Suelo sobre esquistos.

En este Proyecto, se ha realizado el balance de agua en el suelo en la cuenca del río Bérchules con el modelo propuesto por Thornthwaite (1948), utilizando una gama amplia de diferentes valores de la capacidad de retención de agua en el suelo: 50, 100, 200, 250, 270 y 300 mm. De esta forma, se han determinado diferentes valores de evapotranspiración real y de lluvia útil en la cuenca del río Bérchules. Posteriormente, se ha estudiado con qué valor de la CRAS se conseguían unos resultados más parecidos a los aportes medios anuales observados en la estación de aforo de Narila.

Thornthwaite, en su modelo propuesto en 1948, plantea para cada periodo de tiempo  $i$  un balance del suelo según la siguiente expresión:

$$P_i = ETR_i + LLU_i + \Delta R_i$$

Donde:

$P_i$ , lluvia + fusión nieve (mm).

$\Delta R_i$ , incremento de la reserva de agua en el suelo utilizable por las plantas (mm).

Dicho balance se realiza según las siguientes premisas:

- $ETR_i \leq ETP_i$ .
- El suelo no puede almacenar más que la capacidad de campo (CC) y depende fundamentalmente de la litología del suelo.
- Siempre que se disponga de agua, precipitación más la almacenada en el suelo, es prioritario primero cubrir la necesidades de  $ETR_i$ , hasta su límite ( $ETP_i$ ) y después aumentar el agua almacenada en el suelo, hasta su límite (CC).
- El excedente de agua, una vez cubiertas las demandas de  $ETP_i$  y CC, integra la  $LLU_i$ .

### 3.4. Resultados.

Tras el completado de las series de precipitación y temperatura de las estaciones que figuran en el apartado 3.3.1, con la ayuda de la aplicación *Trasero 2.0*, se ha procedido al análisis de los datos. Los resultados se recogen en los apartados siguientes.

#### 3.4.1. Precipitación.

##### Precipitación media anual y gradiente altitudinal

La precipitación media de las estaciones pluviométricas seleccionadas, y los estadísticos de posición de la serie correspondiente al periodo analizado (1970-2007) se muestran en la *tabla 3.4*:

	Altitud	Precipitación
<b>Arquilla</b>	1652	570
<b>Bérchules</b>	1319	697
<b>Busquistar</b>	1400	660
<b>Cádiar</b>	950	587
<b>Cadiar, C.P.G.</b>	940	557
<b>Laujar</b>	921	510
<b>Laujar, Cerecillo</b>	1800	661
<b>Laujar, Monterrey</b>	1280	600
<b>Mairena</b>	1080	391
<b>Mecina Bombaron</b>	1200	621
<b>Portugos</b>	1120	759
<b>Posturas</b>	1050	493
<b>Tajos de Breca</b>	2470	883
<b>Trévez</b>	1476	694
<b>Ugíjar</b>	559	395
<b>Velor - Nechite</b>	975	489
<b>Media</b>	1262	598
<b>Desviación estándar</b>	445	130
<b>Coef. variación</b>	0.4	0.2
<b>Mediana</b>	1160	594
<b>Min</b>	559	391
<b>Max</b>	2470	883
<b>Coef. asimetría</b>	1.3	0.3

Tabla 3.4. Pluviometría media de las estaciones analizadas.

El promedio de la precipitación media anual del conjunto de las estaciones es de 598 mm/año, con una desviación estándar de 130 mm/año y un coeficiente de variación de 0,2. Los valores extremos son los de Mairena (391 mm/año) y los de la estación de Tajos de Breca (883 mm/año), esta última es la que se encuentra a mayor altitud.

La cuenca tiene una altitud media de 1971 m s.n.m. y se encuentra por encima de los 1000 m s.n.m., por lo que para calcular el gradiente altitudinal de la precipitación (figura 3.5.) se ha optado por seleccionar las estaciones por encima de esta cota.

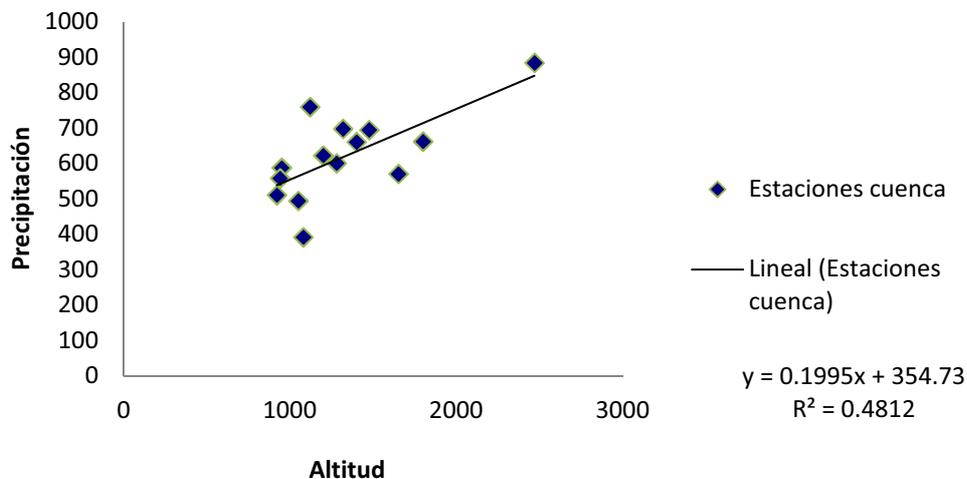


Figura 3.5. Relación pluviometría-altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

El gradiente pluviométrico resultante es de 19,9 mm/100 m ( $P = 0,19 h + 354,7$ ).

### Precipitación en la cuenca

Se ha calculado la precipitación media en cada una de las 7 subzonas altitudinales a partir de su altitud media y de la ecuación obtenida en la figura 3.5, resultando los valores registrados en la tabla 3.5.

En el total de la cuenca, una vez ponderada la precipitación según la superficie de cada subzona, se obtienen los valores medios de los años tipo, que se presentan en la tabla 3.6.

Sub.	AREA (km <sup>2</sup> )	%	Altitud media (m)	P. (mm)
1	7.15	0.11	2766	906
2	12.16	0.18	2517	856
3	15.03	0.22	2222	798
4	12.32	0.18	1929	739
5	10.61	0.16	1725	698
6	8.31	0.12	1436	641
7	2.05	0.03	1204	594

Tabla 3.5. Precipitación media anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.

	Altitud media (m s.n.m)	P. año seco (mm)	P. año medio (mm)	P. año húmedo (mm)
<b>Cuenca</b>	1971	345	709	1851

Tabla 3.6. Años tipo de precipitación en la cuenca del río Bérchules, correspondientes al periodo 1970-2007.

En el periodo 1970-2007, la precipitación media en la cuenca es de 709 mm/año, con un valor de 345 mm/año, en el año de tipo seco, y, 1851 mm/año, en el año de tipo húmedo. La precipitación media en la zona de menor altitud es de 594 mm/año y en la zona más alta de 906 mm/año.

### Distribución temporal

En la *figura 3.6* se representa la precipitación media mensual de un año de tipo medio. Los meses más lluviosos son los de Noviembre (105 mm), Diciembre (109 mm) y Enero (97 mm) mientras los más secos se corresponden con Julio (4 mm) y Agosto (10 mm), durante los que apenas se registra precipitación.

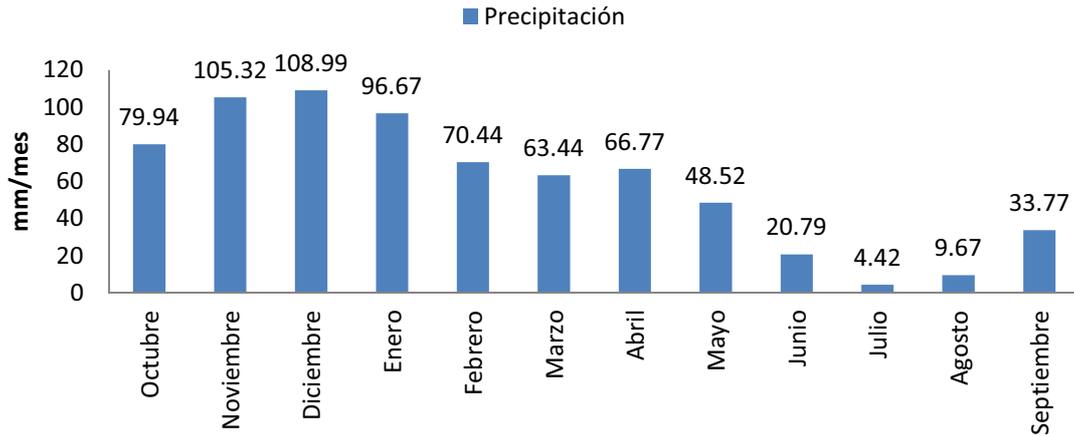


Figura 3.6. Precipitación media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérchules.

En las figuras siguientes (*figuras 3.7 y 3.8*) se puede observar la distribución temporal de la precipitación lo largo del periodo de estudio (1970-2007). No se observa una tendencia de cambio en la cantidad de precipitación durante el periodo de estudio.

### Intensidad diaria

A partir de las series de precipitación diaria de las series generadas en las diferentes subzonas en las que se ha dividido la cuenca se ha obtenido una serie de precipitación diaria de toda la cuenca del río Bérchules. Con esta serie de 38 años de datos diarios, resultan las siguientes intensidades medias diarias (*tabla 3.7*):

38 años	Total	P>0 mm/día	P>5 mm/día	P>10 mm/día	P>20 mm/día	P>50 mm/día	P>100 mm/día	P>200 mm/día
<b>Días año</b>		46.92	31.05	21.42	11.21	2.45	0.16	0.05
<b>Periodo retorno (días)</b>		7.8	11.8	17.1	32.6	149.2	2313.2	6939.5
<b>Periodo retorno (años)</b>		0.02	0.03	0.05	0.09	0.41	6.34	19.01
<b>Promedio lluvia diaria (días con lluvia)</b>	15.1							

Tabla 3.7. Intensidad diaria de la precipitación ponderada de las estaciones climáticas virtuales.

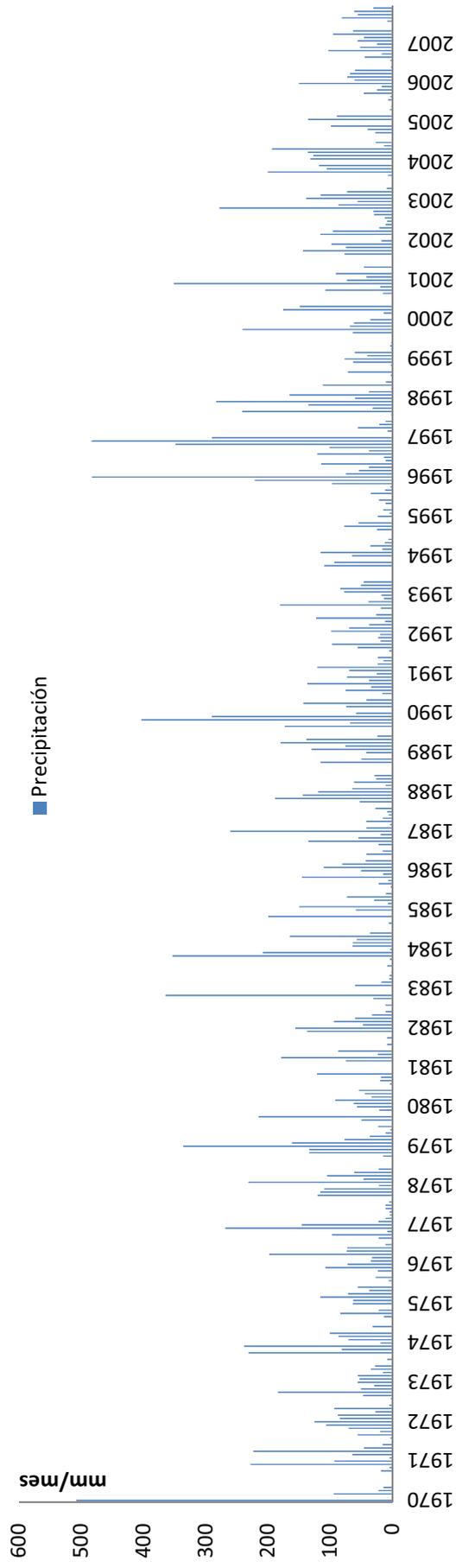


Figura 3.7. Precipitación mensual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules.

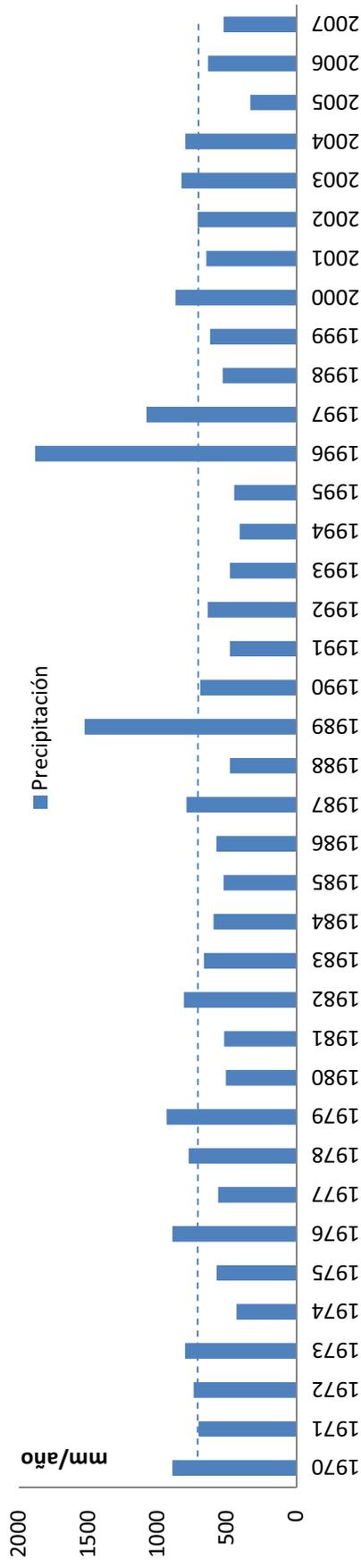


Figura 3.8. Precipitación anual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules.

Un rasgo importante que se deduce del análisis realizado consiste en el que el total pluviométrico anual se produce en un número reducido de días al año (47 días). De estos 47 días, tan solo en 21 días al año, la intensidad de la lluvia es mayor a 10 mm/día. y solo en 11 días al año es superior a 20 mm/día. Intensidades superiores a los 50 mm/día sólo ocurren 2,45 días al año. Episodios con intensidades superiores a 100 mm/día ocurren con un periodo de retorno de 6,34 años, mientras que los superiores a 200 mm/día presentan un periodo de retorno de 19 años.

### 3.4.2. Temperatura.

#### Temperatura media y gradiente altitudinal

La temperatura de las estaciones termométricas disponibles y sus estadísticos de posición se resumen en la *tabla 3.8*:

	<b>Altitud</b>	<b>Tmáx</b>	<b>Tmin</b>	<b>Tmed</b>
<b>Arquilla</b>	1652	15.7	7.4	11.6
<b>Cadiar, C.P.G.</b>	940	20.6	10.1	15.3
<b>Laujar</b>	921	19.8	10.1	14.9
<b>Laujar, Cerecillo</b>	1800	15.4	5.9	10.6
<b>Laujar, Monterrey</b>	1280	18.2	8.2	13.2
<b>Mairena</b>	1080	21.1	11.7	16.2
<b>Posturas</b>	1050	18.8	9.6	14.2
<b>Tajos de Breca</b>	2470	10.1	2.1	6.0
<b>Velor - Nechite</b>	975	20.8	11.8	16.3
<b>Media</b>	1352	18.0	9.0	13.0
<b>Desviación estandar</b>	525	4.0	3.0	3.0
<b>Coef. Variación</b>	0.4	0.2	0.4	0.3
<b>Mediana</b>	1080	19.0	10.0	14.0
<b>Min</b>	921	10.0	2.0	6.0
<b>Max</b>	2470	21.0	12.0	16.0
<b>Coef. Asimetría</b>	1.4	-1.4	-1.1	-1.4

**Tabla 3.8.** Temperatura anual de las localidades analizadas. Donde Tmáx = temperatura máxima, Tmin = temperatura mínima y Tmed = temperatura media.

La temperatura media anual de las estaciones consideradas, en el periodo 1970-2007, es de 13,0 °C, mientras que la media anual de las temperaturas mínimas diarias es de 9,0 °C y la máxima 18,0 °C. La desviación estándar de la temperatura media y mínima es de 3,0 °C y 4,0 °C en el caso de la temperatura máxima. El coeficiente de variación es menor en las temperaturas máximas (0,2) y mayor en las mínimas (0,4).

Los valores extremos tienen lugar entre los registrados en las estaciones de los Tajos de Breca y Mairena, con una diferencia de temperatura media anual de 10,0 °C y altitudinal de 1400 m s.n.m.

Como en el caso de la precipitación, también se ha optado por seleccionar las estaciones por encima de 1000 m s.n.m. para el cálculo del gradiente altitudinal de la temperatura (figuras 3.9, 3.10 y 3.11).

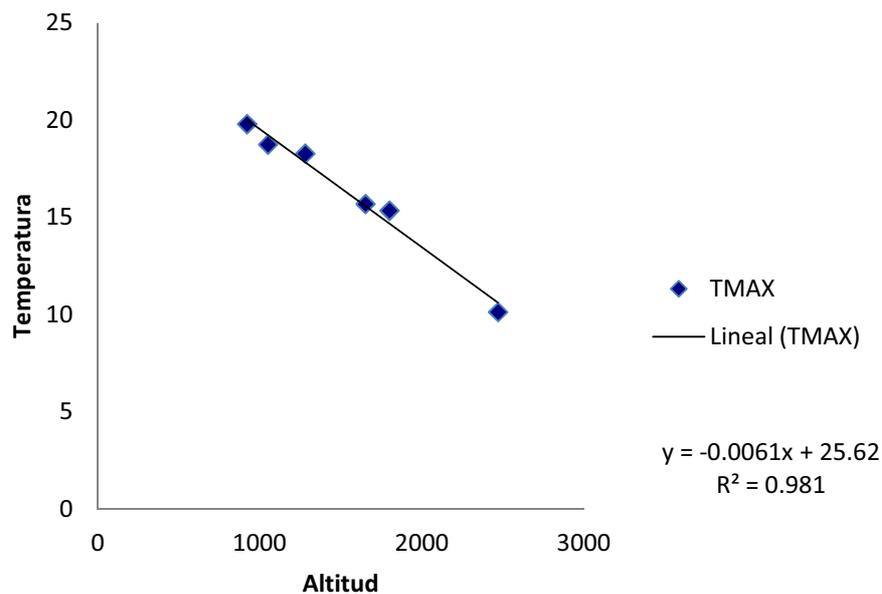


Figura 3.9. Relación temperatura máxima - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

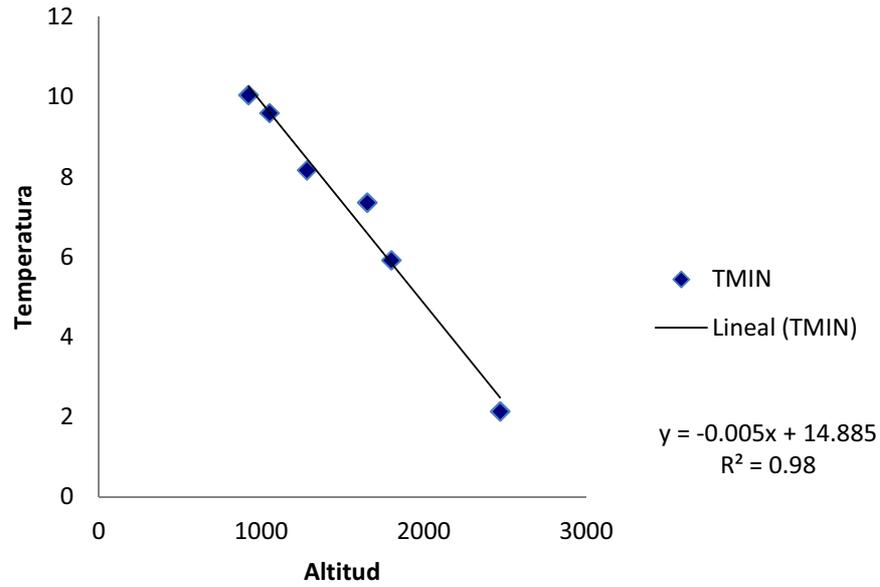


Figura 3.10. Relación temperatura mínima - altitud para estaciones a más de 1.000 ms.n.m.

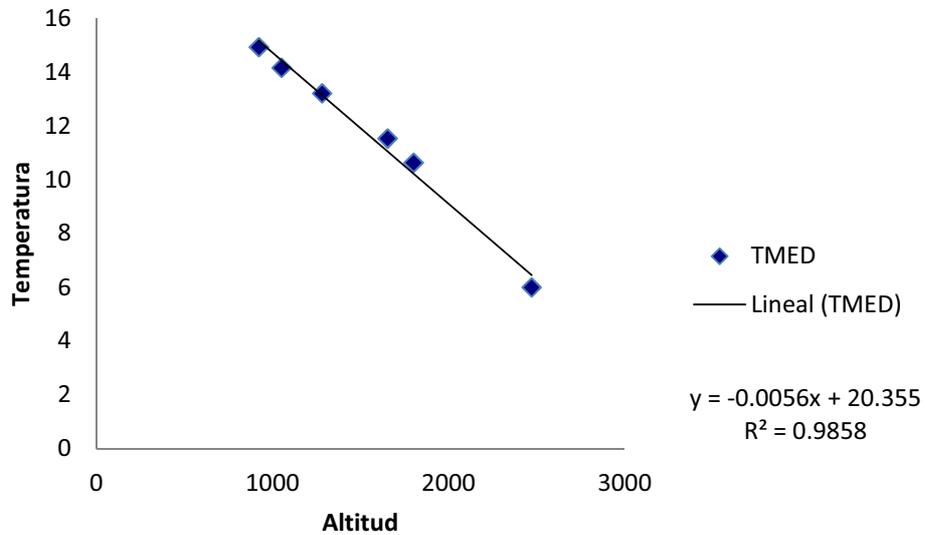


Figura 3.11. Relación temperatura media - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

La correlación obtenida en el caso de la variación de la temperatura con la altitud es muy elevada ( $R^2 = 0.98$ ). El gradiente resultante con los datos de temperatura media es de  $-0,56\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

Temperatura en la cuenca

Se ha calculado la temperatura media en cada una de las siete subzonas altitudinales a partir de su altitud media y de las ecuaciones correspondientes al gradiente altitudinal, resultando los valores registrados en la siguiente tabla:

Sub.	AREA (km <sup>2</sup> )	%	Altitud media (m)	TMAX (°C)	TMIN (°C)	TMED (°C)
1	7.15	0.11	2766	8.8	1.1	4.9
2	12.16	0.18	2517	10.3	2.3	6.3
3	15.03	0.22	2222	12.1	3.8	7.9
4	12.32	0.18	1929	13.9	5.2	9.5
5	10.61	0.16	1725	15.1	6.2	10.7
6	8.31	0.12	1436	16.9	7.7	12.3
7	2.05	0.03	1204	18.3	8.9	13.6

Tabla 3.9. Temperatura anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.

En el total de la cuenca, ponderando los valores de temperatura de cada subzona por su superficie, se obtienen los valores medios de los años tipo de la *tabla 3.10*.

	Altitud media (m s.n.m.)	TMED año frio (°C)	TMED año medio (°C)	TMED año cálido (°C)
Cuenca	1971	6.9	8.9	10.9

Tabla 3.10. Años tipo de temperatura media en la cuenca del río Bérchules.

De este modo, en el periodo 1970-2007, la temperatura media en la cuenca es de 8,9 °C en el año tipo medio, con los valores de 6,9 °C correspondientes al año de tipo frio y 10,9 °C en el de tipo cálido. La temperatura media en la zona de menor altitud es de de 13,6 °C y en la zona más alta de 4,9 °C.

Distribución temporal

En la *figura 3.12* se representa la temperatura media mensual del año de tipo medio. El mes más frío es Enero (2,2 °C) mientras que el más cálido es Julio (18,3 °C), con una amplitud térmica anual de 16,1 °C.

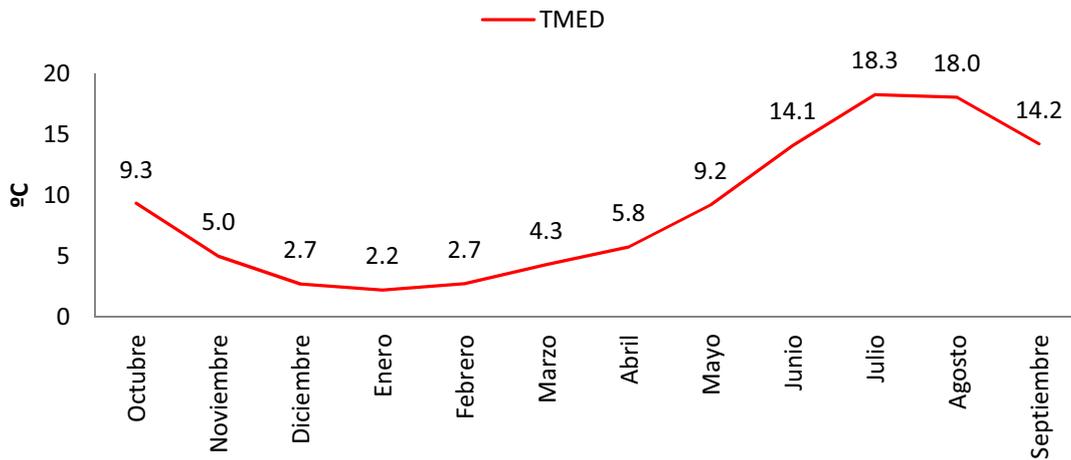


Figura 3.12. Temperatura media mensual para el año tipo medio en la cuenca del río Bérchules.

En la figura siguiente (*figura 3.13*) se puede observar la distribución temporal de la temperatura media mensual a lo largo del periodo de estudio (1970-2007). Al igual que ocurre con la temperatura, hay alternancia de periodos cálidos y fríos, y de diferentes amplitudes térmicas.

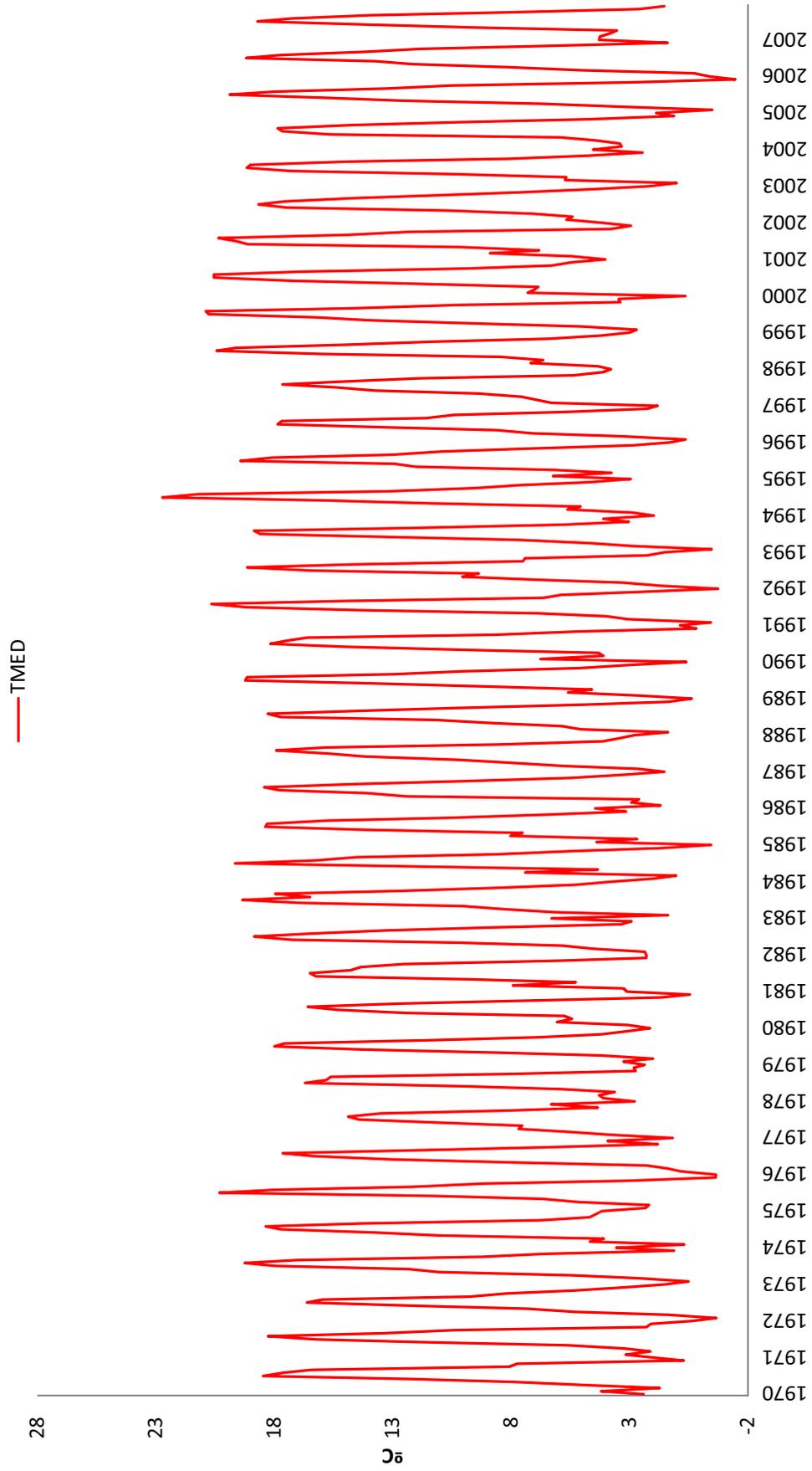


Figura 3.13. Temperatura mensual para el periodo de estudio en la cuenca del río Bérchules.

### 3.4.3. Evapotranspiración potencial.

La evapotranspiración potencial (ETP) media de las estaciones donde existe información termométrica, calculada con las fórmulas de Thornthwaite y Hargreaves, se presenta en la siguiente tabla:

	Altitud	ETP Thornthwaite	ETP Hargreaves
Arquilla	1652	681	940
Cadiar, C.P.G.	940	813	1203
Laujar	921	794	1108
Laujar, Cerecillo	1800	639	965
Laujar, Monterrey	1280	723	1088
Mairena	1080	859	1122
Posturas	1050	764	1065
Tajos de Breca	2470	507	749
Velor - Nechite	975	849	1123
<b>Media</b>	1352	737	1040
<b>Desviación estandar</b>	525	113	136
<b>Coef. Variación</b>	0.4	0.2	0.1
<b>Mediana</b>	1080	764	1088
<b>Mín</b>	921	507	749
<b>Max</b>	2470	859	1203
<b>Coef. Asimetría</b>	1.4	-1.0	-1.3

Tabla 3.11. ETP media de las localidades analizadas.

En este apartado se ha realizado un cálculo del gradiente altitudinal de la ETP calculada con la ecuación de Hargreaves y con las estaciones meteorológicas situadas a más de 1000 m s.n.m. (Figura 3.14).

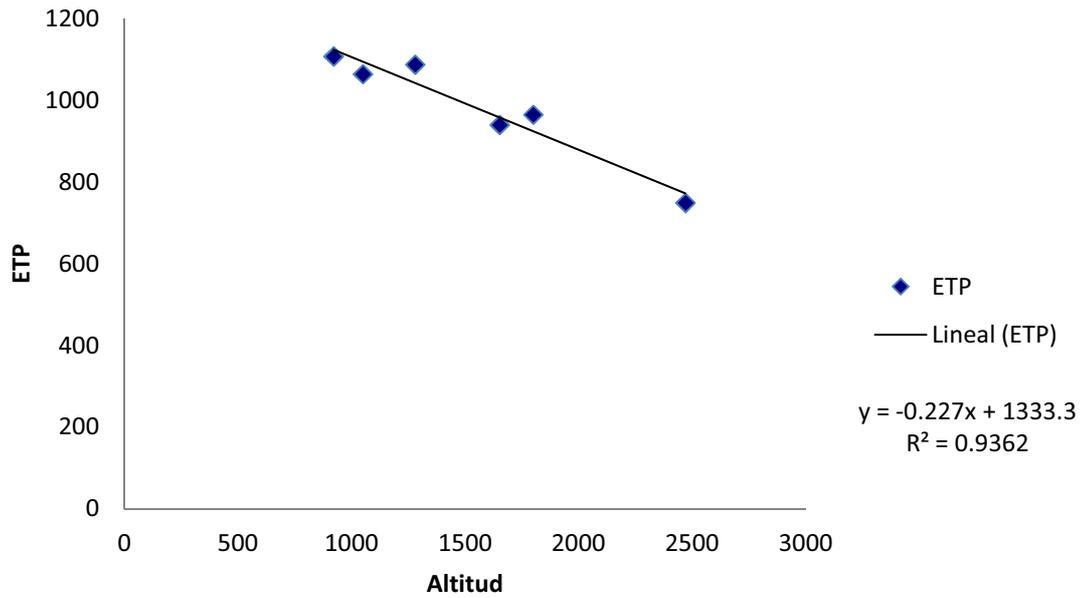


Figura 3.14. Relación ETP - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m. Calculada por Hargreaves.

El gradiente altitudinal resultante es de - 22,7 mm/100 m ( $ETP = -0,227 h + 1333,3$ ).

### ETP en la cuenca

Como en los apartados anteriores, se ha calculado la ETP media por la fórmula de Hargreaves en cada una de las siete subzonas altitudinales a partir de su altitud media y de la ecuación obtenida en la *figura 3.14*, resultando los valores registrados en la *tabla 3.12*.

Sub.	AREA (km <sup>2</sup> )	%	Altitud media (m)	ETP (mm)
1	7.15	0.11	2766	705
2	12.16	0.18	2517	762
3	15.03	0.22	2222	829
4	12.32	0.18	1929	895
5	10.61	0.16	1725	942
6	8.31	0.12	1436	1007
7	2.05	0.03	1204	1060

Tabla 3.12. ETP (Hargreaves) media anual de cada subzona altitudinal de la cuenca del río Bérchules.

En el total de la cuenca, ponderando la ETP de cada subzona por su superficie, se obtienen los valores medios de los años tipo, que se recogen en la siguiente tabla:

	Altitud media (m s.n.m.)	ETP año frio (mm)	ETP año medio (mm)	ETP año cálido (mm)
<b>Cuenca</b>	1971	785	866	957

Tabla 3.13. Años tipo de ETP (Hargreaves) en la cuenca del río Bérchules.

La ETP media en la cuenca es de 866 mm/año, con valores extremos de 785 mm/año y 957 mm/año.

### Distribución temporal

El mes con menor ETP es Enero (19 mm) mientras que el mes con la ETP más elevada es Julio (165 mm) (figura 3.15).

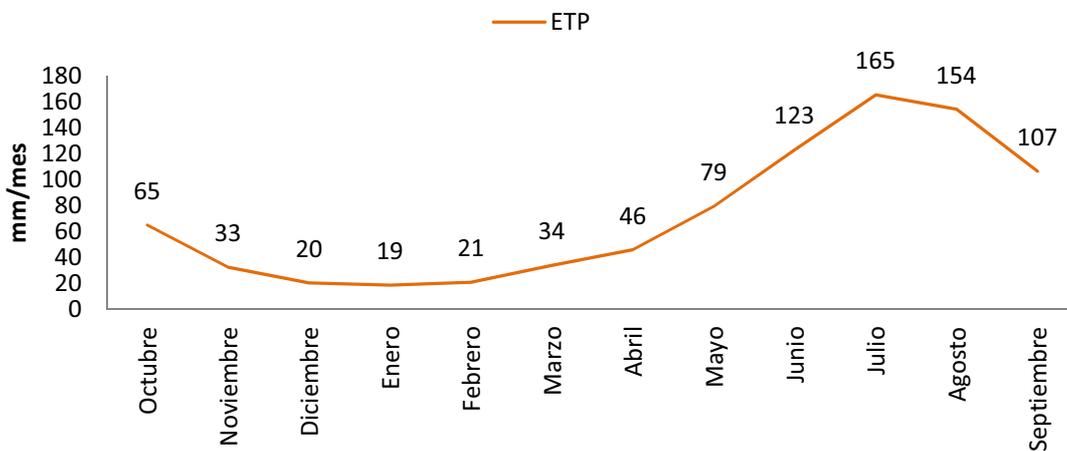


Figura 3.15. ETP (Hargreaves) media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérchules.

### 3.4.4. Balance agua en el suelo. Evapotranspiración real y lluvia útil.

Los balances de agua en el suelo se han realizado aplicando el modelo de Thornthwaite a los datos contenidos en las series de precipitación y ETP diarias, esta última calculada con la expresión de Hargreaves. Se han utilizado capacidades de retención de agua en el suelo de 50, 100, 200, 250, 270 y 300 mm.

En las *tablas 3.14* y *3.15* se resumen los estadísticos descriptivos de las series de lluvia útil o escorrentía total y de la ETR anuales que resultan de aplicar el modelo de Thornthwaite, con distintos valores de la CRAS, a las series de precipitación y temperatura representativas de la cuenca del río Bérchules.

	Media	D.E	C.V	Mediana	Min	Max	LLU/P
<b>Precipitación</b>	710	281	0,43	656	345	1851	
<b>CRAS 50</b>	377	242	0,64	334	132	1361	0,53
<b>CRAS 100</b>	322	233	0,72	262	79	1267	0,45
<b>CRAS 200</b>	225	221	0,98	184	0	1167	0,32
<b>CRAS 250</b>	183	215	1,17	142	0	1107	0,26
<b>CRAS 270</b>	168	209	1,24	132	0	1067	0,24
<b>CRAS 300</b>	148	200	1,35	89	0	1007	0,21

Tabla 3.14. Estadísticos descriptivos de la LLU (mm/año) aplicada a la serie sintética de P y ETR de la cuenca del río Bérchules. D.E = desviación estándar, C.V = coeficiente de variación, LLU/P = lluvia útil/precipitación.

	Media	D.E	C.V	Mediana	Min	Max	ETR/P
<b>Precipitación</b>	710	281	0,43	656	345	1851	
<b>CRAS 50</b>	331	66	0,20	327	174	490	0,47
<b>CRAS 100</b>	386	72	0,19	377	190	585	0,54
<b>CRAS 200</b>	482	81	0,17	477	190	685	0,68
<b>CRAS 250</b>	524	89	0,17	527	190	735	0,74
<b>CRAS 270</b>	539	93	0,17	544	190	755	0,76
<b>CRAS 300</b>	560	101	0,18	566	190	785	0,79

Tabla 3.15. Estadísticos descriptivos de la ETR (mm/año) aplicada a la serie sintética de P y ETR de la cuenca del río Bérchules. D.E = desviación estándar, C.V = coeficiente de variación, LLU/P = lluvia útil/precipitación.

En la figuras 3.16 y 3.17 se representan estos valores de LLU y ETR en función de los diferentes valores de la CRAS.

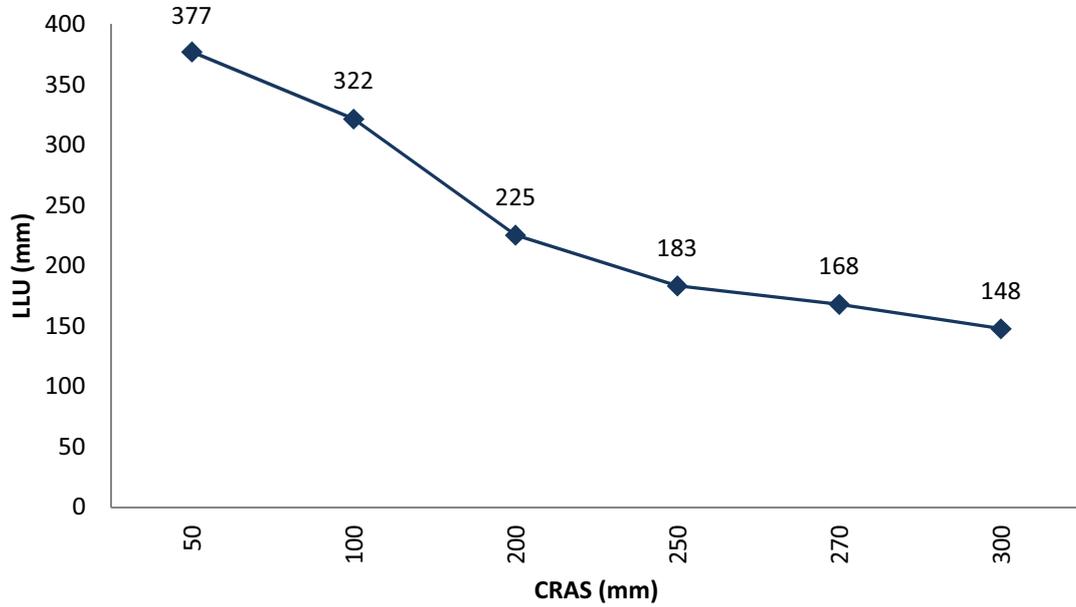


Figura 3.16. Lluvia útil en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.

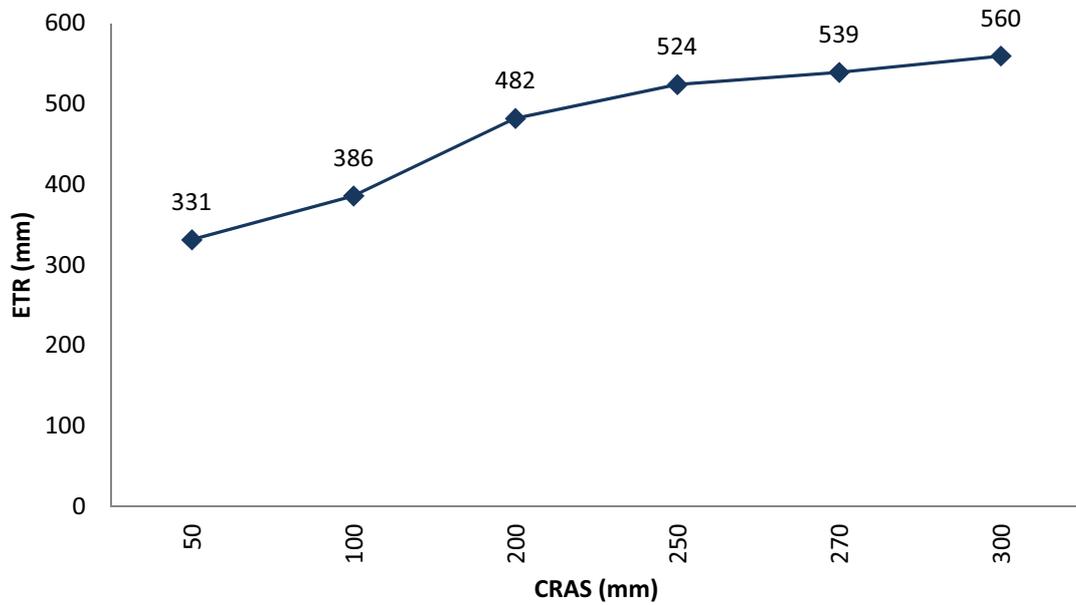


Figura 3.17. Evapotranspiración real en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.

Se comprueba que los valores extremos de lluvia útil, con los diferentes valores de CRAS considerados, están comprendidos entre 377 y 148 mm/año, que corresponden con unos valores de CRAS de 50 y 300 mm, respectivamente. De igual forma en el caso de la ETR, esta estaría comprendida entre 331 y 560 mm/año, con CRAS de 50 y 300 mm, respectivamente.

Al aplicar las tasas de lluvia útil a la superficie de la cuenca del río Bérchules se obtienen las siguientes aportaciones anuales (*tabla 3.16*):

	<b>LLU (mm/año)</b>	<b>Escorrentía total (hm<sup>3</sup>/año)</b>
<b>CRAS 50</b>	377	25,5
<b>CRAS 100</b>	322	21,8
<b>CRAS 200</b>	225	15,2
<b>CRAS 250</b>	183	12,4
<b>CRAS 270</b>	168	11,4
<b>CRAS 300</b>	148	10

**Tabla 3.16. Aportaciones de la cuenca del río Bérchules para diferentes valores de la CRAS.**

Los valores de caudal medio de la estación de aforo correspondientes al periodo de 1970 a 2007 indican que los recursos hídricos son del orden de 13 a 15 hm<sup>3</sup>/año, por lo que la CRAS que explica la escorrentía total media de la cuenca está comprendida entre 200 y 250 mm.

### 3.5. Discusión.

La precipitación anual determina junto a las pérdidas por evapotranspiración la cantidad total de recursos hídricos disponibles, en régimen natural, en una cuenca hidrológica. La precipitación total de la cuenca depende del gradiente altitudinal, que en la zona de estudio ha resultado ser de 19 mm/100 m. El coeficiente de correlación es de 0,69, un valor no demasiado alto, posiblemente debido a que también influye la orientación en la distribución de la precipitación, y que en la zona occidental de Sierra Nevada la precipitación es mayor, debido a la entrada de los frentes Atlánticos. De esta forma, dos estaciones meteorológicas situadas a la misma altitud pueden presentar pluviometrías diferentes. No obstante, cabe destacar que este gradiente pluviométrico ( $P = 0,19h + 345,7$ ) es similar al obtenido por otros autores en la zona de estudio. Así, Al Alwani (1997) consigue la siguiente recta altitudinal de precipitación:  $P = 0,16 h + 428,5$ , en la cuenca del Guadalfeo, y Pulido-Bosch (1980),  $P = 0,26 h + 399$  en el borde occidental de Sierra Nevada. Benavente (1982), en el río Guadalfeo, obtiene un valor de  $P = 0,17 h + 466$ , pero distingue entre el sector costero y el interior (altitud superior a los 800 m), de esta forma consigue un gradiente en la zona costera de 79 mm/100 m y de 24 mm/100 m en la zona interior, apreciándose una gran diferencia entre ambos sectores.

Como resultado del tratamiento de los datos de precipitación analizados, la precipitación media en la cuenca es de 709 mm/año, con un valor de 345 mm/año correspondiente al año de tipo seco, y, 1851 mm/año al año de tipo húmedo. El análisis de la variabilidad interanual pone de manifiesto la alternancia entre periodos secos y húmedos de forma recurrente en la cuenca, lo que supone grandes variaciones anuales en los recursos hídricos disponibles.

La precipitación media en la zona de menor altitud es de 594 mm/año y en la zona más alta de 906 mm/año, por lo que existe una gran variabilidad altitudinal de la precipitación en la cuenca del río Bérchules, debido al alto gradiente altitudinal de la precipitación. Estos valores son acordes con los obtenidos por Al Alwani (1997) en la cuenca del río Guadalfeo, donde consigue valores por encima de los 1000 mm/año en la zona más elevada del sector occidental de la cuenca del Guadalfeo (cota superior a los 3000 m s.n.m.).

El estudio de la intensidad de la precipitación ha permitido comprobar que la precipitación total anual se concentra en un reducido número de días al año (47 días), dando como resultado 31 días donde se superan los 5 mm/día de intensidad y 21 días con intensidades de lluvia superior a 10 mm/día. Los episodios con intensidades muy altas, que puedan suponer caudales excepcionales, ocurren con periodos de retorno de varios años. Así por ejemplo, episodios tormentosos con intensidades mayores a 100 mm/día ocurren cada 6 años.

En el caso de la temperatura, la media en la cuenca es de 8,9 °C, si bien en las zonas de menor altitud es de 13,6 °C, mientras que en las zonas más altas de 4,9 °C. Esta amplitud térmica existente entre las distintas zonas de la cuenca influye drásticamente en los aportes debidos a la fusión nival, lo que tiene gran repercusión en la regulación de los recursos hídricos debido a la dinámica nival. La correlación de la temperatura con la altitud es muy elevada ( $R^2 = 0.98$ ). El gradiente resultante con los datos de temperatura media es de -0,56 °C/100 m, valor superior al obtenido por Al Alwani (1997) en la cuenca del Guadalfeo (-0,38 °C/100 m). Sin embargo, Morell (1976), en la cuenca media del río Guadalfeo obtiene un gradiente muy similar: -0,557 °C/100 m. Pulido Bosh (1980) en el extremo oeste de Sierra Nevada obtiene un gradiente de -0,55 °C/100 m.

El cálculo de la ETP con la expresión de Thornthwaite proporciona un menor valor anual de la ETP al que se obtiene al aplicar la ecuación de Hargreaves. Varios autores, Allen (1998), Vanderlinden (2002), Gavilán *et al.* (2005), abogan por la utilización de la expresión de Hargreaves para la estimación de la ETP, por ser con la que mejores resultados se obtienen cuando solo se dispone de datos de temperatura máxima y mínima diaria.

El balance de agua en el suelo calculado por el método de Thornthwaite, con diferentes valores de capacidad de retención de agua en el suelo, ha determinado que para una CRAS de 200 mm, la LLU es de 225 mm, lo que se corresponde con un aporte aproximado de 15,25 hm<sup>3</sup>/año, que es el estimado por Al Alwani (1997) en la cuenca del río Béchules. La aportación media obtenida con datos del período de 1969-2001 por Jorge Giménez (2007) es de 13,30 hm<sup>3</sup>/año, sin tener en cuenta las extracciones.

### 3.6. Conclusiones.

- El análisis de 570.530 datos diarios de precipitación y temperatura correspondientes a 19 estaciones meteorológicas situadas en la margen meridional de Sierra Nevada, entre 940 y 2470 m s.n.m. altitud, y el balance diario de agua en el suelo, con datos del periodo 1970-2007, han permitido hacer una primera evaluación de las principales variables meteorológicas de la cuenca del río Bérchules.
- La precipitación media anual de la cuenca del río Bérchules es de 709 mm/año. Existe una importante variación interanual de la precipitación, con una considerable diferencia entre el año tipo seco, 345 mm/año, y el año tipo húmedo, 1851 mm/año. Asimismo, la precipitación varía considerablemente con la altitud. El gradiente altitudinal calculado resulta de 20 mm/100 m. En la zona de menos altitud de la cuenca, en un año de tipo medio, la precipitación es de 600 mm/año mientras que en las zonas más altas se llega a los 900 mm/año. Llueve un promedio de 47 días al año, mientras que el número de días anuales en los que la intensidad es mayor a 5, 10 y 20 mm/día es de 31, 21,4 y 11,2 días, respectivamente.
- La temperatura media anual es de 8,9 °C; mientras en las zonas de menos cota es de 13,6 °C y en las zonas más elevadas es de sólo 4,9 °C. Se ha calculado un gradiente altitudinal de la temperatura media de 0,56 °C/100 m, de 0,5 °C/100 m en las mínimas diarias y de 0,61 °C/100 m, en el caso de las máximas diarias. A su vez, el mes más frío es el de Enero (2,2 °C) y el más cálido el de Julio (18,3 °C).
- La ETP media, de la cuenca del río Bérchules, según la expresión de Hargreaves es de 866 mm/año. Con un gradiente altitudinal de -22,7 mm/100 m. Altitudinalmente la ETP está comprendida entre 1060 mm/año y 705 mm/año. Respecto a los valores mensuales, en Enero es de sólo 19 mm mientras que en Julio es de 165 mm.

- El balance de agua en el suelo diario ha permitido calcular la ETR y la LLU a partir de diferentes valores de la CRAS. Con valores de CRAS de 50 mm la escorrentía total de la cuenca sería de 377 mm/año ( $25 \text{ hm}^3/\text{año}$ ), mientras que con valores de CRAS de 300 mm, resulta de 148 mm/año ( $10 \text{ hm}^3/\text{año}$ ). Para la cuenca del río Bérchules, la CRAS está comprendida entre 200 y 250 mm, valores con los que se consiguen unos aportes medios de 12,4 y 15,2  $\text{hm}^3/\text{año}$ .

### 3.7. Referencias.

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper n° 56*, Roma.
- Alley, W. M. 1984. Treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance model. *Water Resour. Res.*, 20(8), 1137- 1149.
- Benavente, J. 1982. *Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 571pp. Edición resumida en 1985, bajo el título “Las aguas subterráneas de la Costa de Sol de Granada”. 336 pp.
- Carrera, J. y Saaltink, M. W. 2002. Balance de agua en el suelo. Métodos hidrometeorológicos. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Choisnel, E., de Villele, O. y Lacroze, F. 1992. Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté Européenne. *Commission des Communautés Européennes*, Luxembourg.
- Creutin, J. D. y Obled, C. 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resour. Res.*, 18, 413-441.
- FAO. 1970. *Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalquivir. España*. Hidrogeología. Instituto Geológico de España, Madrid.
- Gavilán, P., Tornero, S., Lorite, I. y Berengena, J. 2005. Precisión de la ecuación de Hargreaves en el Sur de España. *VI Simposio del Agua en Andalucía*, 227-236.

- Giménez, J., 2007. *Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Guadalfeo*. Trabajo de Investigación. Universidad de Granada, Granada, 177 pp.
- Hargreaves, G.H. y Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2): 96-99.
- Martos-Rosillo, S. 2008. *Investigación hidrogeológica orientada a la gestión racional de acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 537 pp.
- Milly, P. C. D. 1994. Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balance. *Advances in Water Resources*, (17), 19-24.
- Morell, I., 1976. *Estudio hidrogeológico del curso medio del río Guadalfeo (Granada)*. Tesis Licenc. Univ. Granada (inérita), Granada, 138 pp.
- Padilla y Delgado, 2014. Manual del usuario de la Aplicación Trasero 2.0. Departamento de ciclo hídrico. Diputación Provincial de Alicante.
- Pulido Bosch, A., 1980. *Datos hidrogeológicos sobre el borde Occidental de Sierra Nevada*. Serie Univ. Fund. J. March. Madrid, 51 pp.
- Samani, Z. A., 2000. Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 126, nº 4: 265-267.
- Samper, J. 1998. Evaluación de la recarga por lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero*, 109(4), 31- 54.
- Thornthwaite, G. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographycal*. 38: 59-64.
- Vanderlinden, K. 2002. Análisis de procesos hidrológicos a diferentes escalas espaciotemporales. Universidad de Córdoba, Córdoba, 303 pp.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J. V. y Van Mervenne, M. 2003. *Evaluación de la capacidad de retención de agua de los suelos de Andalucía mediante el análisis del balance medio anual del agua*. En: P. Marinero (Ed.) Estudios de la Zona No Saturada del Suelo, 6, 131-136.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J. V. y Van Mervenne, M. 2004. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in Southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267.

## CAPÍTULO IV

# APLICACIÓN DEL MODELO SEMIDISTRIBUIDO HBV A LA CUENCA DEL RIO BÉRCHULES

### 4.1. Resumen.

En el presente capítulo se describe y aplica el código HBV, desarrollado por el SMHI (Instituto Sueco de Meteorología e Hidrología), para simular la serie de caudales diarios del río Bérchules, correspondientes al periodo comprendido entre enero de 1970 y diciembre de 2007. HBV es un código semidistribuido de precipitación-aportación ampliamente utilizado en cuencas hidrológicas donde la nieve juega un papel fundamental en el ciclo hidrológico, al igual que ocurre en la cuenca de estudio.

En este capítulo se realiza una descripción de los procesos teóricos que utiliza el modelo HBV y se describen los datos utilizados. En los cálculos se ha utilizado la versión HBV-light, programada en Visual Basic.NET (Seibert, 2005). El modelo realizado ha permitido conseguir un buen ajuste de la serie de caudal disponible en la cuenca del río Bérchules, consiguiendo un coeficiente de correlación de 0,75; valor que debe considerarse elevado, dado que, los caudales medidos en la estación de aforo de Narila no se encuentran en régimen natural durante el estío, debido a las derivaciones para regadío y abastecimiento que existen aguas arriba del punto de control.

Este modelo, además de diferenciar el caudal que proviene de lluvia directa o de del deshielo de la nieve, permite diferenciar de la aportación total que parte proviene del flujo superficial, y del subterráneo.

El modelo realizado ha permitido comprobar que la aportación media de la cuenca hidrológica estudiada, en el periodo 1970-2007, es de 15,42 hm<sup>3</sup>/año.

El hidrograma medio resultante presenta una morfología típica de ríos con un régimen pluvio-nival, con aportaciones máximas en los meses de Enero y Mayo, con 1,75 y 1,96

hm<sup>3</sup>/mes, y mínimas en los de Agosto, Septiembre y Octubre (0,69, 0,47, 0,59 hm<sup>3</sup>/mes, respectivamente).

Destaca la importante componente subterránea de la escorrentía total, con un 86 % de las aportaciones, frente al 14 % que suma la escorrentía superficial. Este hecho, confirmado con otros modelos hidrológicos realizados previamente en la cuenca, demuestra la importancia del agua subterránea que circula por el acuífero asociado a la zona de alteración de las rocas metamórficas que afloran en la cuenca, y advierte de la necesidad de mejorar el conocimiento hidrogeológico de este tipo de sistemas.

## 4.2. Introducción.

Los modelos de ordenador, especialmente los modelos conceptuales, se utilizan con frecuencia para los estudios hidrológicos de cuenca. Hace más de 30 años que el modelo HBV se utilizó por primera vez para simular las aportaciones de ríos en cuencas hidrológicas (Bergström, 1972). Posteriormente, este modelo ha sido ampliamente utilizado y contrastado en otros países. Así el modelo HBV fue utilizado por Kara Przewczek *et al.* (2009) en la Sierra de Quesnel, en el interior de la Columbia Británica, en el estudio de diferentes modelos para la simulación de la dinámica nival. Motovilov. y Vehviläinen (1989) lo usaron para el estudio de la dinámica nival en zonas forestales de Finlandia y Rusia, también con excelentes resultados. En Eslovenia fue utilizado para el estudio de inundaciones (Grillakis, M. *et al.*, 2010). Asimismo, se quiere destacar que HBV no solo se ha utilizado en países nórdicos, sino que también ha sido utilizado en países como China (Zhang, X. y Lindström, G., 1996), Irán (Masih, I. *et al.*, 2008) y en Zimbabue (Lidén, R. *et al.*, 2001). Además, el modelo HBV se usa en la enseñanza de modelos hidrológicos en las universidades de Zurich (Suiza), y de Uppsala y Stokholm en Suecia (Seibert, 2005).

El código HBV es un modelo semidistribuido, lo que significa que en el código se pueden diferenciar zonas con distinto comportamiento. HBV permite diferenciar distintas zonas según su altitud, según el tipo de vegetación, además de poder considerar distintas subcuencas (*fig. 4.1*). El modelo se compone de diferentes rutinas y simula la

descarga, por lo general en un intervalo de tiempo diario, basado en series de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial, también diarias.

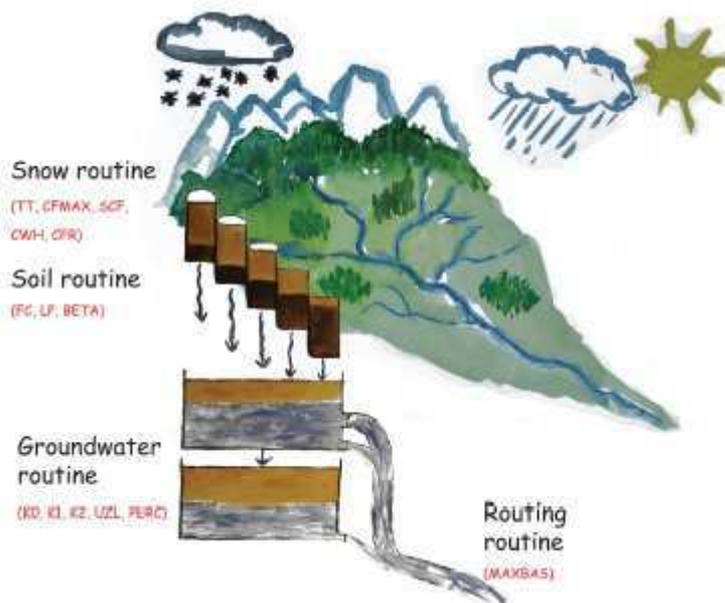


Figura 4.1. Estructura esquemática del modelo HBV.

La acumulación de nieve y la rutina de deshielo se calculan por el método del Grado-día. En el suelo, la recarga de agua subterránea y la evapotranspiración real se simulan como funciones de almacenamiento de agua, y la escorrentía se calcula en función de este almacenamiento. Por último, utiliza la función de ponderación triangular para simular el aporte de salida de la cuenca. Las principales ecuaciones del código HBV se detallan a lo largo del presente capítulo; para obtener una información más precisa se pueden consultar los trabajos de Bergström (1995), Lindström *et al.* (1997) o de Seibert, (1999).

Con el código aplicado a la serie de caudales disponibles en la estación de aforo del río Bérchules (periodo 1970-2007) se ha conseguido reproducir con una buena correlación el comportamiento hidrológico de esta cuenca. No obstante, no ha sido posible calibrar los caudales durante el estío, debido a la existencia de derivaciones para riego y abastecimiento situadas aguas arriba de la cuenca. Entre los resultados conseguidos destacan dos aspectos. El primero consiste en la especial importancia de la componente subterránea del hidrograma medio. El 86 % del agua que sale de la cuenca es de origen

subterráneo. En segundo lugar, se debe subrayar que pese a la ausencia de datos de medida de la nieve, el carácter semidistribuido del código y la consideración de gradientes térmicos altitudinales permiten conseguir unos resultados aceptables de su estimación. Por tanto, se considera que su aplicación al resto de cuencas hidrológicas de Sierra Nevada, o de otras cuencas con similares características, permitirá contribuir a la mejora de su conocimiento hidrológico.

### **4.3. Materiales y métodos.**

#### **4.3.1 Datos disponibles.**

Para la aplicación del código HBV a la cuenca del río Bérchules se dispone de las siguientes series de datos analizados en los *Capítulos 2 y 3*:

- Serie diaria completa de precipitación (P) de la estación de Bérchules, correspondientes al periodo 1970-2007.
- Serie diaria completa de temperatura ( $T^a$ ) media y evapotranspiración potencial (ETP) calculada de la estación de Bérchules.
- Serie de caudales diarios medidos en la estación de aforo de Narila, periodo 1970-2007.

El software utilizado es el HB-light versión 4.0.0.7, desarrollado por Jan Seibert. Departamento de Geografía, Universidad de Zurich (Seibert, 2005).

### 4.3.2 Modelo HBV.

El modelo HBV simula la descarga diaria de una cuenca hidrológica usando como datos de entrada la precipitación, la temperatura y la evapotranspiración potencial diaria (Bergström, 1992).

La precipitación es simulada como nieve o lluvia dependiendo de si la temperatura de ese día está por encima o por debajo de un umbral de temperatura,  $TT$  [ $^{\circ}$  C]. Toda la precipitación simulada es nieve cuando la temperatura es inferior a  $TT$ , y esta se multiplica por un factor de corrección de la nevada,  $SFCF$  [-].

La fusión se calcula con el método del Grado-día (*Ecuación 1*). El agua derretida y la precipitación se conserva dentro de la capa de nieve hasta que excede una cierta fracción,  $CWH$  [-], del equivalente en agua de la nieve. El agua líquida se vuelve a congelar en la capa de nieve según la *Ecuación 2*.

La precipitación y el deshielo ( $P$ ) se dividen en agua de recarga del suelo y agua subterránea, dependiendo de la relación entre el contenido de agua del suelo ( $SM$  [mm]) y el valor de máxima capacidad de almacenamiento del suelo ( $FC$  [mm]) (*Ecuación 3*).

La evapotranspiración real del suelo es igual a la evapotranspiración potencial si  $SM/FC$  está por encima de  $LP$ [-], mientras que se utiliza una reducción lineal cuando  $SM/FC$  está por debajo de  $LP$  (*Ecuación 4*).

La recarga del acuífero depende del agua subterránea del suelo superior ( $SUZ$  [mm]), mientras  $PERC$  [ $mm\ d^{-1}$ ] define la velocidad de percolación máxima a la parte subterránea inferior ( $SLZ$  [mm]). La descarga del agua subterránea se calcula como la suma de dos o tres ecuaciones de salida lineal en función de si  $SUZ$  está por encima de un valor umbral,  $UZL$  [mm], o no (*Ecuación 5*). Esta descarga se transforma finalmente por una función de ponderación triangular definida por el parámetro  $MAXBAS$  (*Ecuación 6*) para dar el aporte simulado [ $mm\ d^{-1}$ ].

Si se utilizan diferentes zonas altitudinales para el cálculo de la precipitación que alcanza a la cuenca y para el cálculo de la temperatura en cada zona, se utilizan los

parámetros PCALT [%/100 m] y TCALT [°C/100 m], que consiste en los gradientes altitudinales de precipitación y temperatura, respectivamente (Ecuaciones 7 y 8).

Por último, si se parte de la evapotranspiración potencial media,  $E_{pot, M}$ , durante un determinado día del año se puede corregir a su valor en el día  $t$ ,  $E_{pot}(t)$ , mediante el uso de la desviación de la temperatura,  $T(t)$ , a partir de su media,  $T_M$ , y un factor de corrección,  $C_{ET}$  [°C<sup>-1</sup>] (Ecuación 9). En la Figura 4.2, se presenta una estructura esquemática de la secuencia de trabajo y de las diferentes rutinas que emplea HBV.

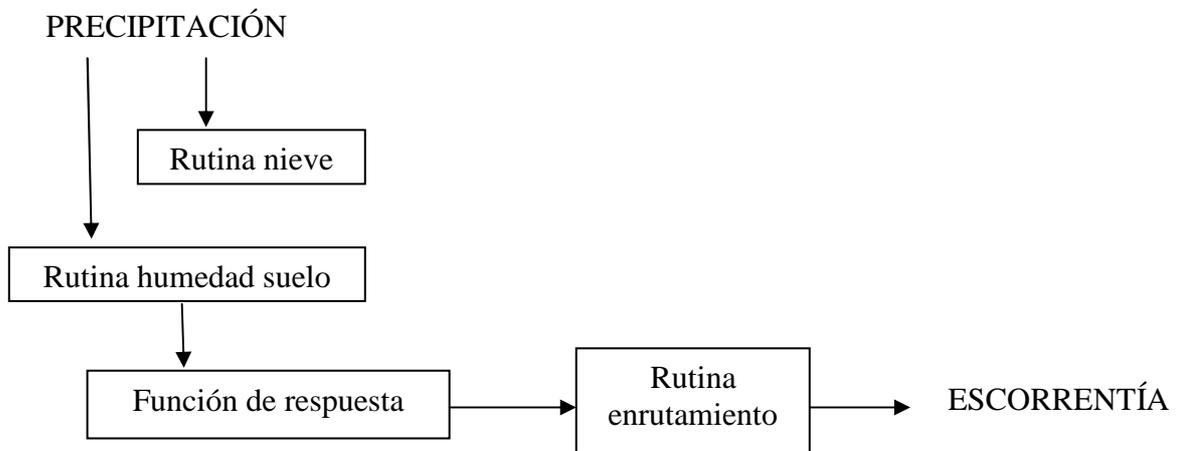


Figura 4.2. Estructura esquemática del modelo HBV.

Las ecuaciones citadas al describir los procesos de cálculo de HBV son las que se indican a continuación:

$$\text{melt} = \text{CFMAX} (T(t) - TT) \quad (1)$$

$$\text{refreezing} = \text{CFR CFMAX} (TT - T(t)) \quad (2)$$

$$\frac{\text{recharge}}{P(i)} = \left( \frac{\text{SM}(t)}{\text{FC}} \right)^{\text{BETA}} \quad (3)$$

$$E_{\text{act}} = E_{\text{pot}} \min \left( \frac{\text{SM}(t)}{\text{FC*LP}}, 1 \right) \quad (4)$$

$$Q_{\text{GW}}(t) = K_2 \text{SLZ} + K_1 \text{SUZ} + K_0 \max(\text{SUZ} - \text{UZL}, 0) \quad (5)$$

$$Q_{\text{sim}}(t) = \sum_{i=1}^{\text{MAXBAS}} c(i) Q_{\text{GW}}(t-i+1) \quad (6)$$

$$\text{Donde } c(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{\text{MAXBAS}} - \left| u - \frac{\text{MAXBAS}}{2} \right| \frac{4}{\text{MAXBAS}^2} du$$

$$P(h) = P_0 \left( 1 + \frac{\text{PCALT}(h-h_0)}{10000} \right) \quad (7)$$

$$T(h) = T_0 - \frac{\text{TCALT}(h-h_0)}{100} \quad (8)$$

$$E_{\text{pot}}(t) = (1 + C_{\text{ET}}(T(t) - T_M)) E_{\text{pot},M} \quad (9)$$

$$\text{pero } 0 \leq E_{\text{pot}}(t) \leq 2E_{\text{pot},M}$$

Seguidamente, se presenta el desarrollo de cada una de las rutinas de HBV (Bergström, 1992):

#### Datos de entrada

##### - *Precipitación.*

La precipitación media areal,  $P_{\text{area}}$ , se calcula como la media ponderada de las estaciones de precipitación de los alrededores de la cuenca:

$$P_{\text{area}} = \sum c_i P_i$$

Donde  $c_i$  es el peso de la estación  $i$ , y se puede determinar subjetivamente mediante polígonos de Thiessen, por el método de las isoyetas, etc.

La cuenca se puede dividir en diferentes zonas altitudinales o de elevación. Para cada zona, la precipitación se corregirá con el correspondiente gradiente altitudinal (por lo general 10 a 20% por cada 100 m, parámetro PCALT).

##### - *Temperatura.*

También se calcula como media ponderada de las estaciones de los alrededores de la cuenca. Cuando se utilizan diferentes zonas de elevación se corrige por el gradiente altitudinal; por lo general  $-0.6$  °C por 100 m (parámetro TCALT).

- *Evapotranspiración potencial.*

La estimación de la evaporación potencial puede ser proporcionada por cálculos utilizando, por ejemplo, la fórmula de Penman o mediante medición con evaporímetro. Los valores medios mensuales suelen ser suficientes, ya que se pueden corregir mediante la desviación de la temperatura diaria respecto a su media mensual.

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) E_{pot, M}$$

$$(pero \ 2 \ E_{pot, M} \geq E_{pot}(t) \geq 0)$$

Donde:

$E_{pot}(t)$  = evaporación potencial para el día  $t$  [ $\text{mm d}^{-1}$ ]

$C_{ET}$  = factor de corrección [ $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ]

$T(t)$  = temperatura del día  $t$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]

$T_M$  = temperatura media mensual para este día del año [ $^{\circ}\text{C}$ ]

$E_{pot, M}$  = evapotranspiración media mensual para este día del año [ $\text{mm d}^{-1}$ ]

Rutina de nieve

Se parte de los siguientes parámetros:

CFMAX = factor grado-día ( $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ día}^{-1}$ )

CFR = coeficiente de recongelamiento

TT = temperatura umbral ( $^{\circ}\text{C}$ )

La rutina de los procesos nivales es la siguiente (Bergström, 1992):

1. Acumulación de la precipitación en forma de nieve si la temperatura es inferior a TT (TT es normalmente cercano a  $0^{\circ}\text{C}$ ).

2. La fusión de nieve comienza cuando la temperatura es superior a TT y se calcula con el método grado-día.

$$\text{Agua de fusión} = CFMAX (T-TT) \text{ (mm día}^{-1}\text{)}$$

CFMAX varía normalmente entre 1,5 y 4 mm °C<sup>-1</sup> día<sup>-1</sup> (en Suecia), con los valores más bajos para las zonas boscosas.

3. La capa de nieve retiene el agua de fusión hasta que el aporte sea superior a una cierta porción (CWH, por lo general 0.1) del equivalente de agua de la capa de nieve. Cuando la temperatura cae por debajo de TT esta agua de deshielo vuelve a congelarse de nuevo.

$$\text{recongelamiento} = CFR CFMAX (TT-T) \\ (CFR=0.05)$$

Nota:

a) Toda la precipitación simulada como nieve se multiplica por un factor de corrección, SFCF.

b) Estos cálculos se llevan a cabo por separado para cada zona de elevación y vegetación.

#### Rutina de la humedad del suelo

Se tienen los siguientes parámetros:

FC = máxima humedad almacenada en el suelo (mm)

LP = humedad del suelo por encima de la cual ET<sub>act</sub> alcanza ET<sub>pot</sub> (mm)

BETA = parámetro que determina la contribución relativa a la escorrentía de la lluvia o la fusión de la nieve (-)

Nota:

FC es un parámetro de modelo y no necesariamente igual a medida valores de 'la capacidad de campo'.

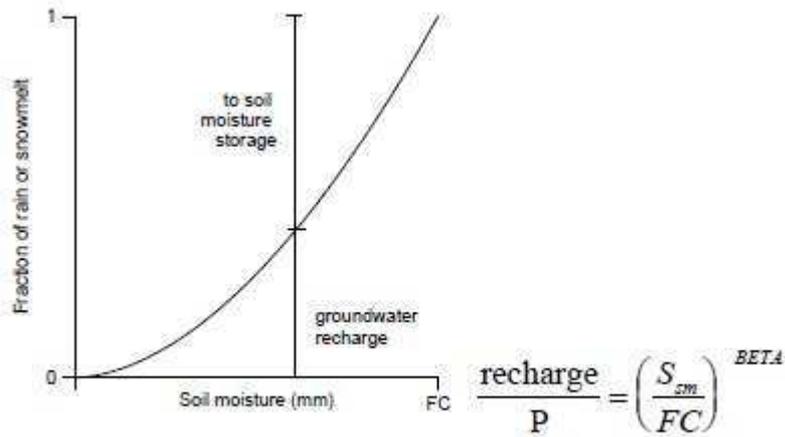


Figura 4.3. Contribución de la lluvia o del deshielo al almacenamiento de humedad del suelo y a la zona de agua subterránea de la zona superior.

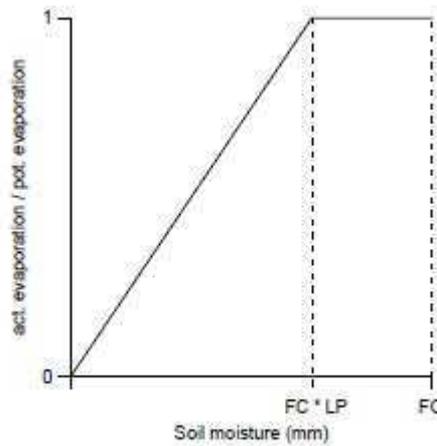


Figura 4.4. Reducción de la evapotranspiración potencial en función de la humedad del suelo.

Función de respuesta

*Reservorio lineal simple*

El modelo de un solo depósito lineal es una simple descripción de la cuenca donde se supone que la escorrentía  $Q(t)$  en el tiempo “t” es proporcional al almacenamiento de agua  $S(t)$ .

$$Q(t) = k S(t) \quad (*)$$

Donde:

S = almacenamiento (mm)

Q = flujo de salida (mm día<sup>-1</sup>)

t = tiempo (días)

k = coeficiente de recesión (día<sup>-1</sup>)

El balance hídrico de la cuenca es (Bergström, 1999):

$$P(t) = E(t) + Q(t) + \frac{dS(t)}{dt}$$

Ignorando la precipitación y la evapotranspiración da:

$$0 = Q(t) + \frac{dS(t)}{dt}$$

Y junto con (\*) la ecuación diferencial:

$$0 = \frac{d}{dt} \frac{Q(t)}{k} + Q(t)$$

Dando como resultado:

$$Q(t) = Q(t_0)e^{(t_0-t)K}$$

Rutina de respuesta del modelo HBV

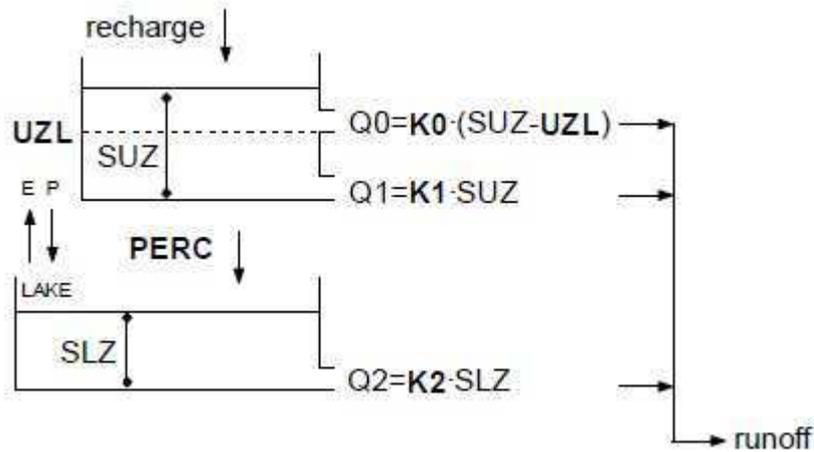


Figura 4.5. Función de respuesta.

Los parámetros de respuesta del modelo son:

Recarga = entrada de la rutina del suelo ( $\text{mm día}^{-1}$ )

SUZ = almacenamiento en la zona superior (mm)

SLZ = almacenamiento en la zona inferior (mm)

UZL = parámetro umbral (mm)

PERC = máxima percolación hacia la zona inferior ( $\text{mm día}^{-1}$ )

$K_i$  = coeficiente de recesión ( $\text{día}^{-1}$ )

$Q_i$  = componente de la escorrentía ( $\text{mm día}^{-1}$ )

Nota:

SUZ no tiene límite superior.

$Q_2$  nunca puede exceder PERC.

SLZ nunca puede exceder  $\text{PERC}/K_2$ .

Análisis de la recesión

Si se estudia  $\ln Q$  en función del tiempo durante un período seco, las curvas del hidrograma a diferentes valores de escorrentía proporcionan una primera estimación del parámetro de respuesta de la función (Fig. 4.6).

Se deduce que la pendiente de la recesión es:

- Pico:  $K_0 + K_1 + K_2$
- Intermedio:  $K_1 + K_2$
- Caudal base:  $K_2$

Y los valores umbral:

- $Q(T_1)$ :  $PERC + K_1 UZL$
- $Q(T_2)$ :  $PERC$

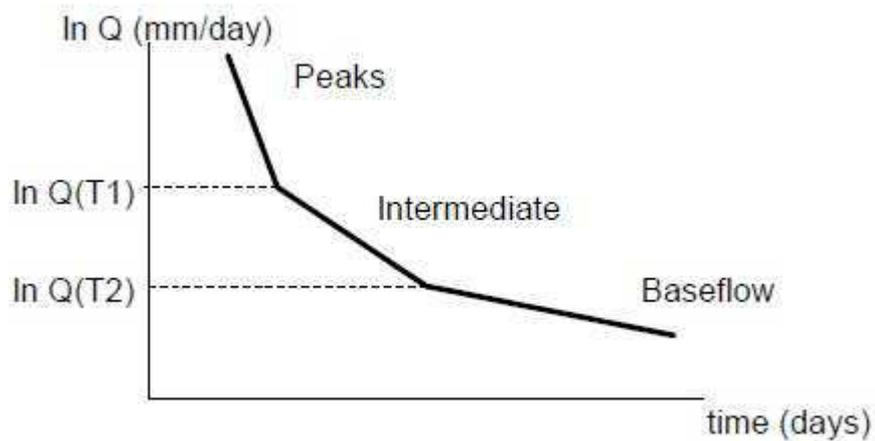


Figura 4.6. Forma esquemática de la curva de recesión en relación con los diferentes parámetros.

Rutina de enrutamiento. Función de transformación

La escorrentía generada para un paso de tiempo se distribuye en los siguientes días utilizando un parámetro libre, MAXBAS, que determina la base de una función de ponderación de triángulo equilátero.

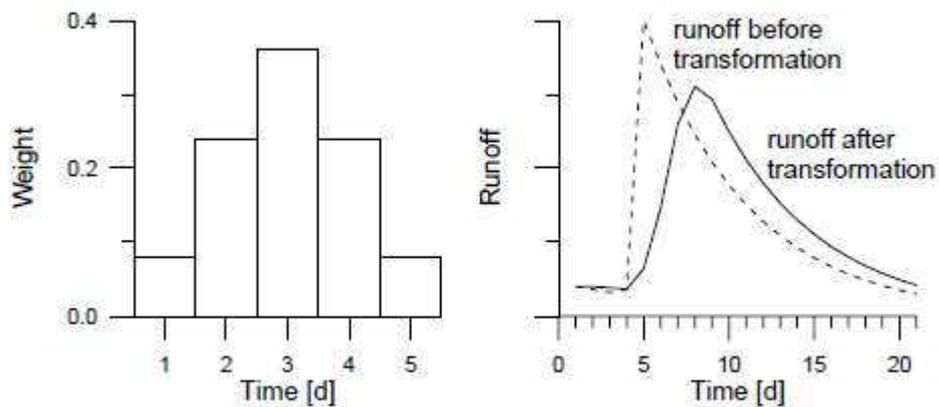


Figura 4.7. Ejemplo para una transformación de MAXBAS

Calibración del modelo

La calibración del modelo se hace generalmente por tanteo (Bergström, 1992), aunque también existe la posibilidad de ajuste automático.

Se pueden usar diferentes criterios para evaluar el ajuste de la escorrentía simulada y la escorrentía observada:

- Inspección visual de las parcelas con  $Q_{Sim}$  y  $Q_{Obs}$ .
- Diferencia acumulada.
- Criterios estadísticos.

#### 4.4. Resultados.

##### 4.4.1. Datos de partida, calibración del modelo y parámetros de ajuste.

Para llevar a cabo la modelización son necesarios una serie de parámetros y datos de partida. Las entradas necesarias son la lluvia y la fusión de la nieve. Se ha optado por dividir la cuenca en siete zonas altitudinales, para la simulación de la dinámica nival. El programa HBV-light calcula automáticamente la precipitación y temperatura en cada subzona a partir de los gradientes correspondientes y de la diferencia de altitud entre la media altitudinal de cada subzona y la de la estación termo-pluviométrica de referencia. De esta forma, se calcula la nieve y el deshielo en cada subzona, por separado, a partir de una sola serie de datos de entrada. La ETP que se ha usado es la calculada previamente mediante la expresión de Hargreaves (*apartado 3.4.3*).

Los parámetros del modelo HBV se obtendrán mediante la calibración del modelo simulado con los datos de aportación real medidos en la estación de aforo de la cuenca (estación de Narila), buscando el mayor coeficiente de correlación posible entre los datos simulados y registrados. Los valores con los que se ha conseguido mayor coeficiente de correlación (*figura 4.8*) y un ajuste coherente con el funcionamiento hidrológico de esta cuenca son los siguientes:

- $TT = 1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$
- $CFMAX = 9.7 \text{ mm / }^{\circ}\text{C día}^{-1}$
- $SFCF = 0.19$
- $CFR = 0.077$
- $CWH = 0.053$
- $FC = 750 \text{ mm}$
- $LP = 0.6 \text{ mm}$
- $BETA = 2.5$
- $PERC = 4 \text{ mm}$
- $UZL = 66 \text{ mm}$

- $K0 = 0.005 \text{ día}^{-1}$
- $K1 = 0.03 \text{ día}^{-1}$
- $K2 = 0.015 \text{ día}^{-1}$
- $\text{MAXBAS} = 1.005$

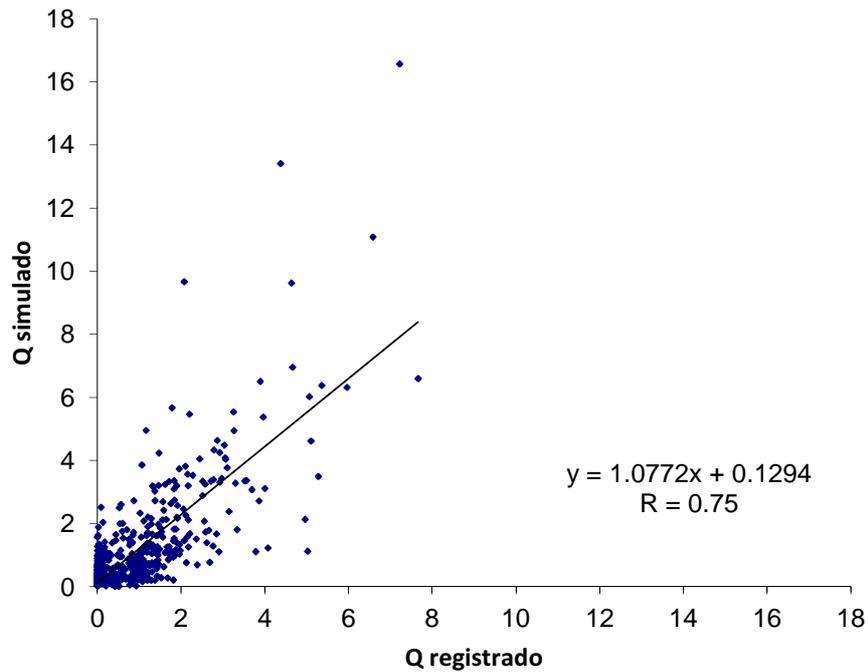


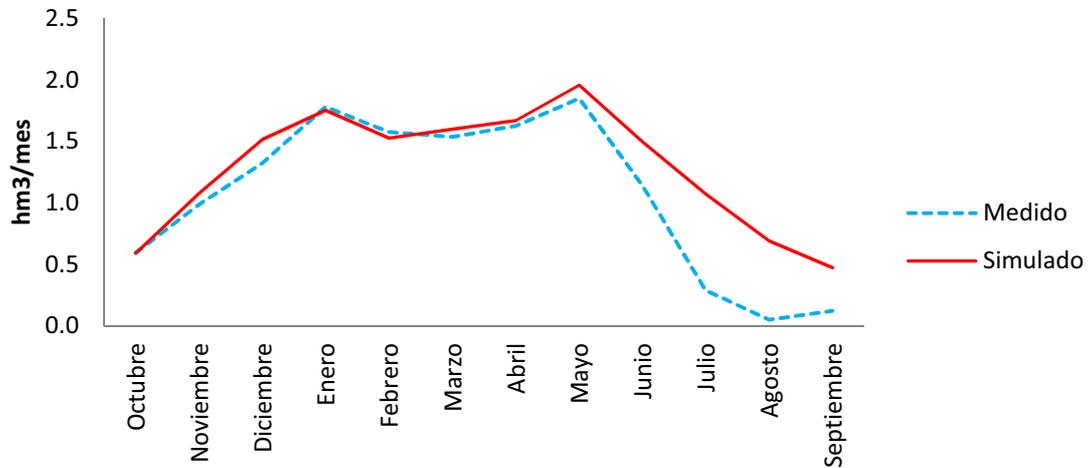
Figura 4.8. Correlación entre el caudal simulado con HBV y el caudal registrado en la estación de aforo de Narila.

Los estadísticos que resultan de comparar el caudal simulado con el caudal real medido se muestran en la tabla siguiente:

<b>Coef. correlación (R)</b>	0.75
<b>R<sup>2</sup></b>	0.56
<b>Pendiente</b>	0.52
<b>Covarianza</b>	1.53

Tabla 4.1. Estadísticos del Modelo HBV.

En la *figura 4.9* se representan los caudales medios mensuales simulados frente a los medidos en la estación de aforo:



**Figura 4.9. Hidrograma medio anual medido y simulado. Modelo HBV.**

Se puede ver que los máximos caudales se producen en los meses de Enero y Mayo, y los menores en los meses de Julio a Septiembre.

Existe un desajuste entre el caudal medido y el simulado en los meses de estiaje, debido a las extracciones para riego, las cuales disminuyen el caudal real.

En la *figura 4.10* se ha representado el hidrograma medio simulado y medido para el periodo de estudio:

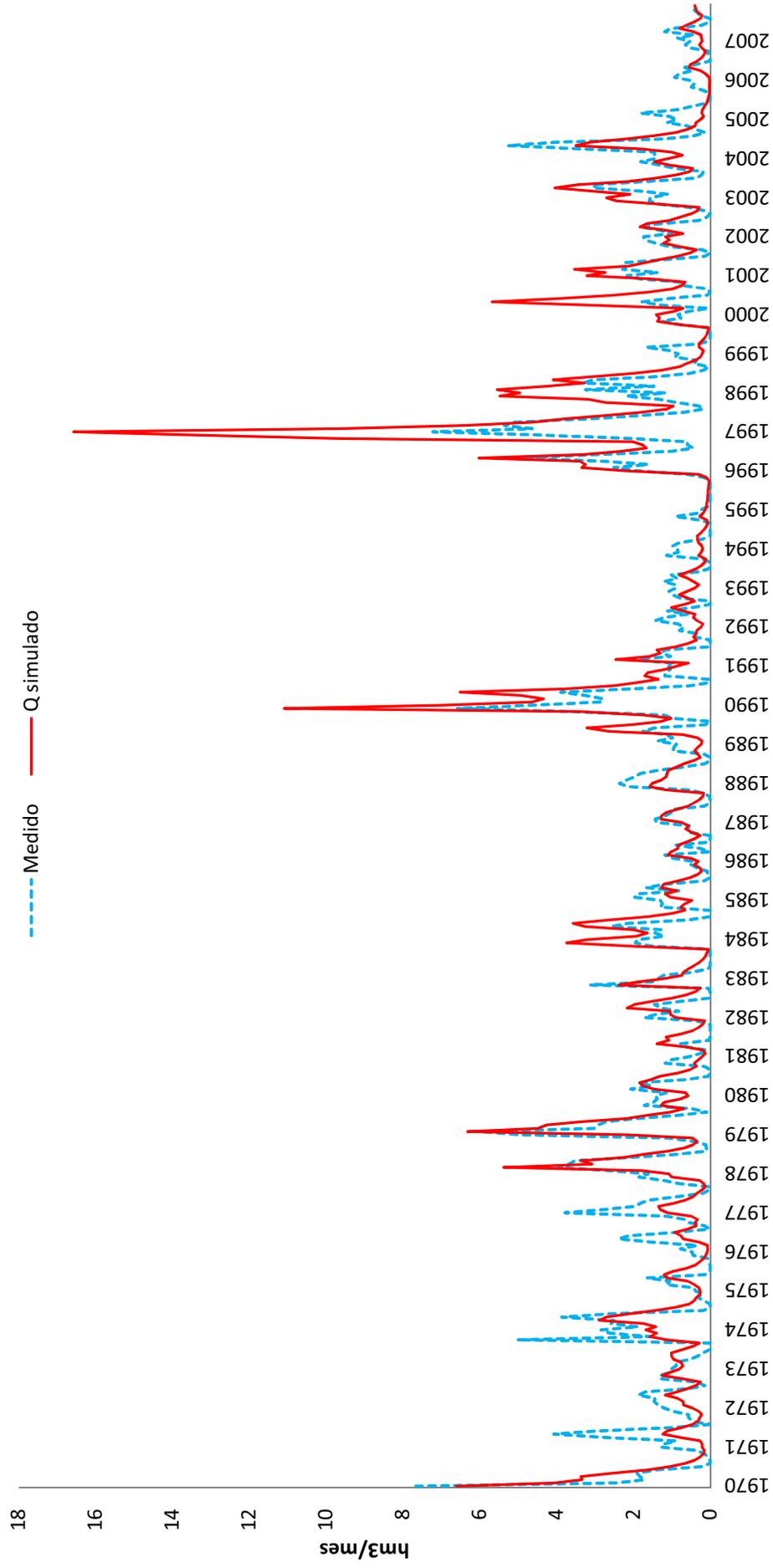


Figura 4.10. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio. Modelo HBV.

#### 4.4.2. Aportación nival y lluvia.

El modelo HBV ha permitido diferenciar que entrada de agua a la cuenca se produce por lluvia o que parte lo hace por fusión de la nieve (*figura 4.11*), cuya dinámica tiene una vital importancia en la regulación de los recursos hídricos. En este sentido, durante el periodo analizado (1970-2007), el modelo aplicado indica que el 14 % de las entradas al sistema se producen por la fusión de la nieve.

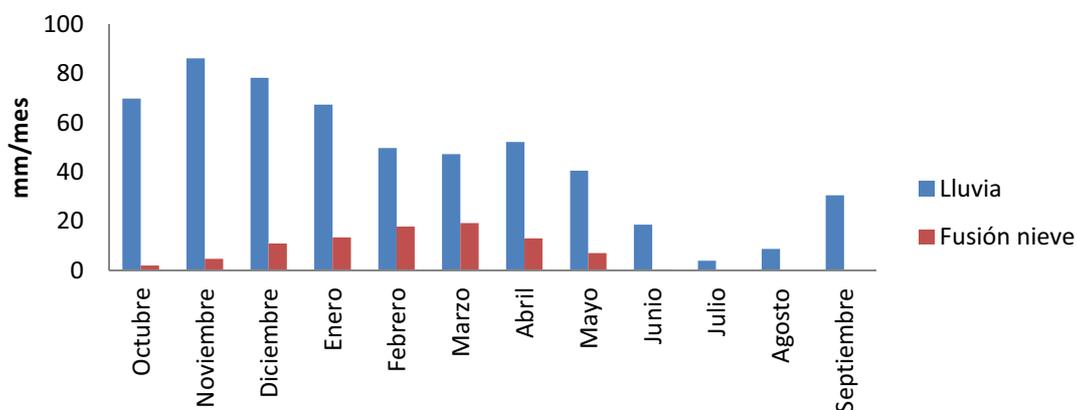


Figura 4.11. Naturaleza de las entradas de agua mensuales medias a la cuenca. Modelo HBV.

Asimismo, en la *figura 4.11* se puede observar que las mayores entradas por lluvia se producen en los meses de otoño (Octubre, Noviembre, Diciembre) y en Enero, y las mayores entradas por fusión de nieve en los meses de finales de invierno y en los primeros de primavera (Febrero, Marzo y Abril).

En la *figura 4.12* se han diferenciado las entradas por lluvia y las que se producen por fusión de la nieve en todo el periodo de estudio.

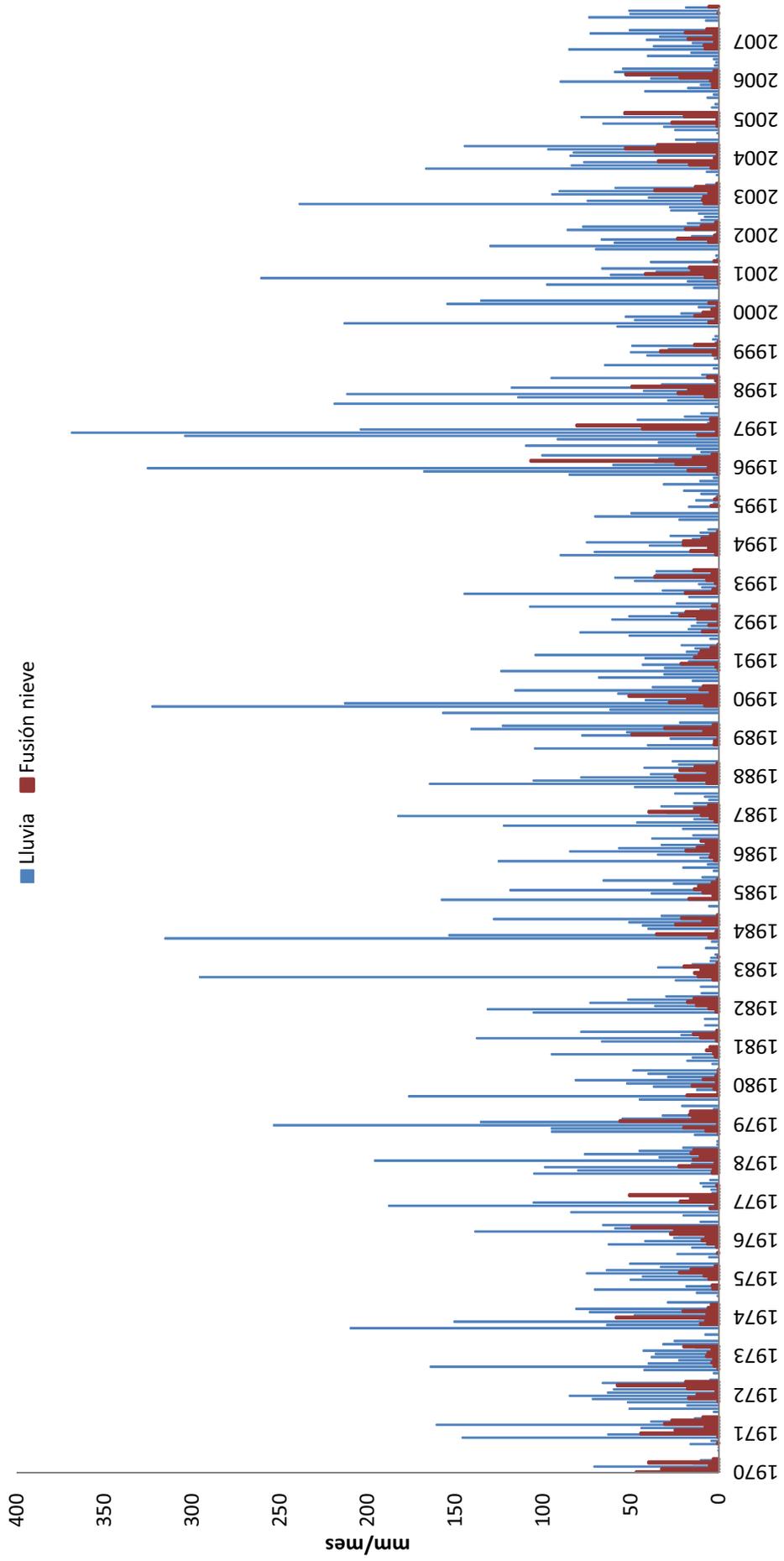


Figura 4.12. Naturaleza de las entradas mensuales a la cuenca para el periodo de estudio. Modelo HBV.

### 4.4.3. Hidrograma resultante.

Como resultado de la simulación, tras la calibración del modelo con los datos de caudal medidos en la estación de aforo, el hidrograma resultante es que se presenta en la *figura 4.13* y *tabla 4.2*:

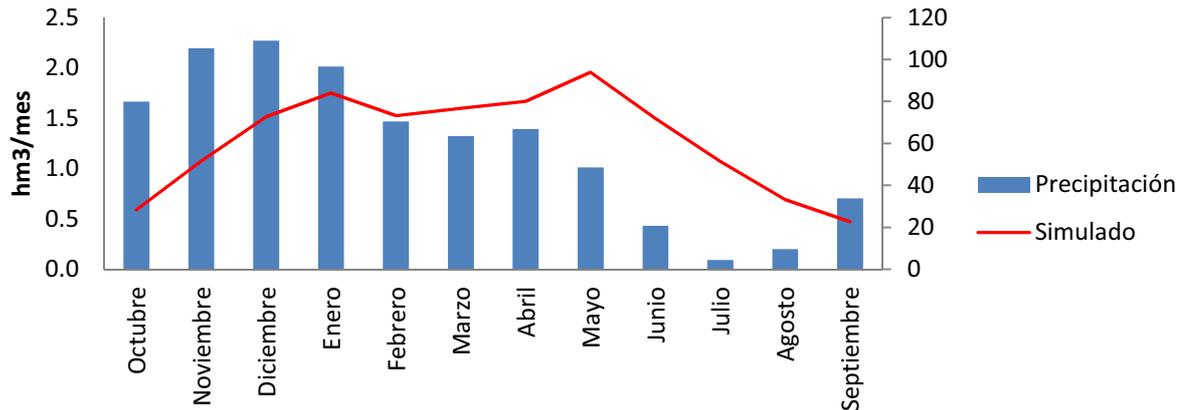


Figura 4.13. Hidrograma medio mensual. Modelo HBV.

Las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2007, son de 15,42 hm<sup>3</sup>/año. A lo largo del año, las aportaciones mensuales simuladas mediante el modelo muestran dos picos en el aporte de la cuenca: uno en Enero y otro en Mayo.

(hm <sup>3</sup> /mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<b>HBV</b>	1.75	1.52	1.60	1.67	1.96	1.5	1.07	0.69	0.47	0.59	1.08	1.52
<b>Medido</b>	1.78	1.57	1.54	1.62	1.85	1.14	0.29	0.05	0.12	0.6	0.99	1.32

Tabla 4.2. Caudales mensuales medios, medido y calculado por el modelo HBV.

En la siguiente figura (*figura 4.14*) se muestra la evolución temporal del caudal simulado, durante todo el periodo analizado:

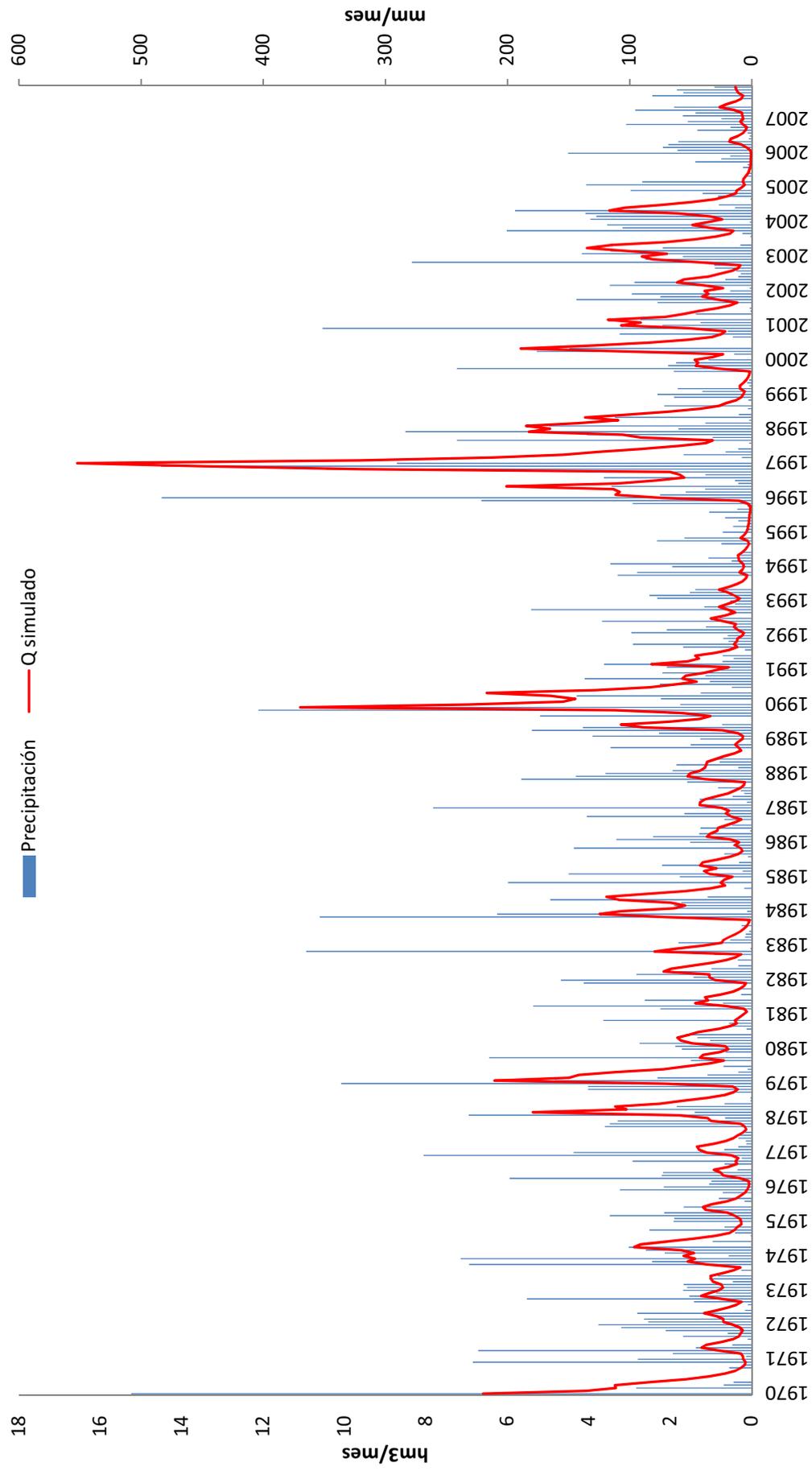


Figura 4.14. Hidrograma de la cuenca para el periodo de estudio. Modelo HBV.

#### 4.4.4. Análisis de las componentes del hidrograma.

El modelo HBV permite separar en cada periodo de paso qué componente de la escorrentía total es de origen subterránea y superficial. En la *figura 4.15* se muestra la división de los diferentes flujos que forman la escorrentía total del hidrograma medio de la cuenca del río Bérchules, correspondiente al periodo 1970-2007, mientras que en la *figura 4.16* se hace lo mismo con todo el periodo simulado. La modelización realizada permite comprobar que la aportación del agua subterránea es la más importante (86 %), mientras que la aportación de la escorrentía superficial es de solo el 14 %.

En la *figura 4.15*, se puede apreciar como en los meses de verano existe aportación. Esto se debe prácticamente en exclusiva al aporte subterráneo.

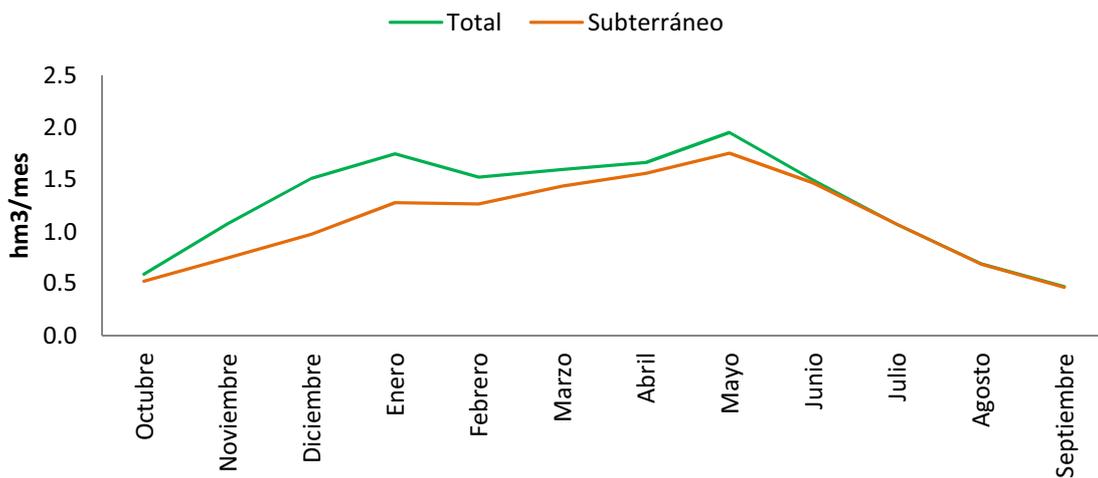


Figura 4.15. Hidrograma superficial y subterráneo medio anual. Modelo HBV.

Por otro lado, en la *figura 4.16* se ha representado la evolución temporal de la aportación subterránea y superficial en el periodo analizado.

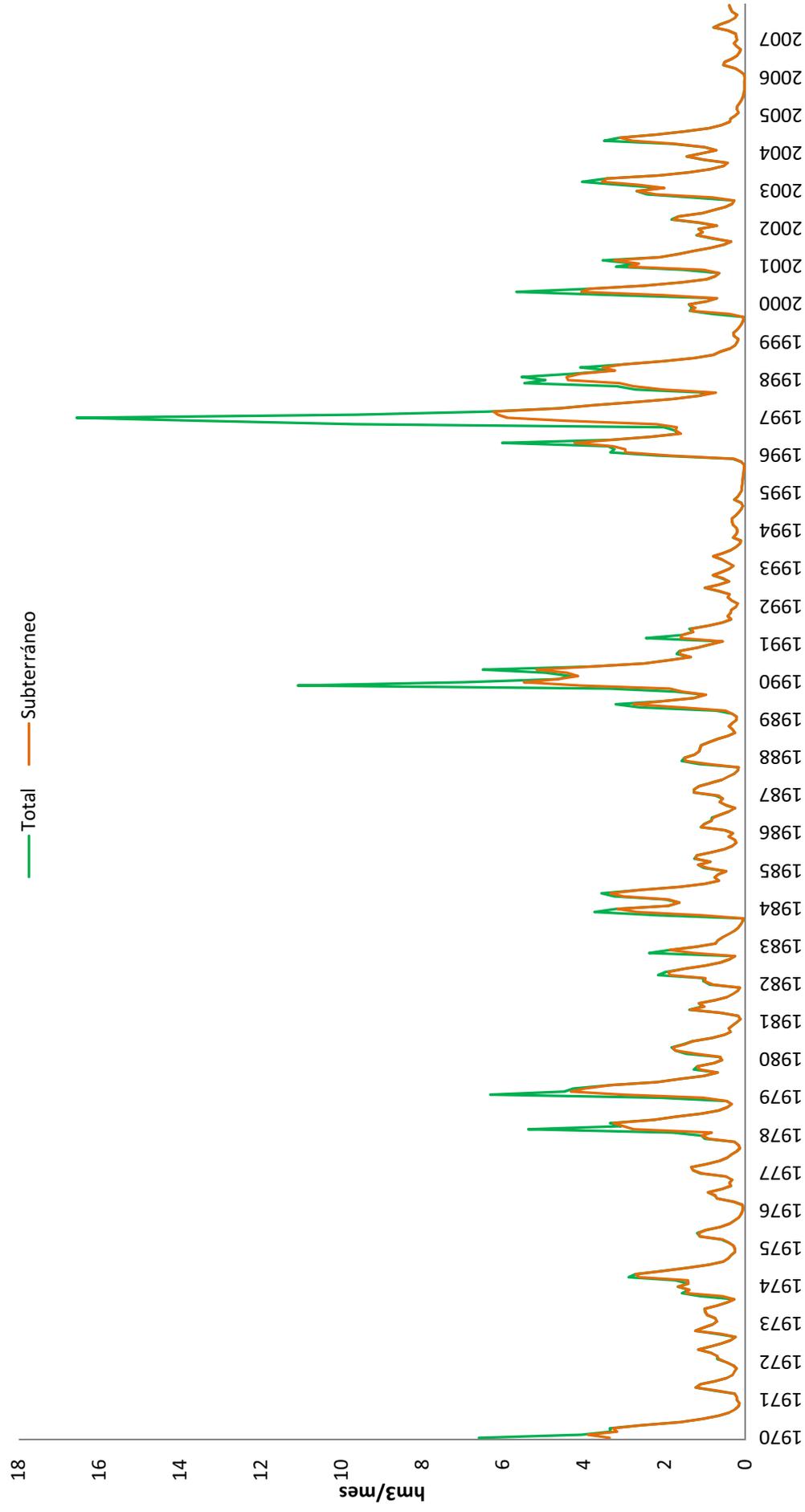


Figura 4.16. Hidrograma superficial y subterráneo para el periodo de estudio. Modelo HBV.

#### 4.5. Discusión.

La aplicación del modelo HBV en la cuenca, tras la calibración de los diferentes parámetros, ha permitido simular con un coeficiente de correlación de 0.75 los caudales medidos en la estación de aforo del río Bérchules.

Se ha conseguido muy buena correlación para los meses de invierno y primavera, pero no en los de verano: se ha de tener en cuenta que del caudal del río se extrae para riego alrededor de 3 hm<sup>3</sup> en los meses de estiaje (Alwani, 2007), por lo que es lógico que exista cierta diferencia entre el caudal simulado y el registrado.

De no existir extracciones en el río Bérchules, la correlación entre caudal simulado y real sería más alta. No obstante la calibración nunca es perfecta y existen algunos periodos en los que no se consigue un buen ajuste. Es el caso de los años 1990 y 1997, este último un año muy húmedo, en el que el modelo sobreestima el aporte.

Según el modelo HBV las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2007, son de 15,42 hm<sup>3</sup>/año. Mientras Al Alwani calculó un coeficiente de escorrentía del 37% (con unas aportaciones totales medias de 16,5 hm<sup>3</sup>/año) correspondientes al periodo 1986-1993, mediante el modelo HBV las aportaciones totales simuladas implican un coeficiente medio de escorrentía del 30% (dato parecido al obtenido por Jorge Jiménez (2007) correspondientes al periodo 1969-2001).

La cuantificación de los recursos hídricos en forma de nieve tiene un indudable interés al consistir en un sistema natural de regulación de los recursos hídricos. La fase sólida del agua aparece de forma cíclica en las zonas altas de la cuenca en forma de nieve durante el periodo invernal, almacenando el agua hasta su fusión, que ocurre en primavera.

El modelo HBV estima que el 14 % de las entradas a la cuenca se producen por la fusión de la nieve. El resto se produce por precipitación en forma de lluvia. Esta fusión ocurre pocos días después de la nevada en las zonas bajas, pero meses después en las zonas más altas. La fusión en la cuenca según el modelo HBV ocurre desde los meses

de Octubre a Mayo, siendo los meses de Febrero, Marzo y Abril donde ocurre en mayor cuantía.

A lo largo del año, las aportaciones mensuales simuladas mediante el modelo muestran dos picos en el aporte de la cuenca: uno en Enero y otro en Mayo, respuesta propia de los sistemas que presentan un régimen pluvionival; donde existe un aporte por lluvia en las zonas bajas de la cuenca en invierno, y otro aporte, a finales de primavera, por la fusión de la nieve acumulada en las partes altas durante el invierno e inicio de la primavera.

Así, estos recursos hídricos se incorporan a la red de drenaje de dos formas diferentes en la cuenca: en la zona alta la precipitación nival alcanza valores significativos durante el invierno, que conducen a espesores de nieve persistentes y a la fusión de esta nieve en primavera, que se va incorporando paulatinamente a la escorrentía. En la zona media de la cuenca, donde en algunos casos aparecen situaciones climatológicas donde se produce un aumento rápido de la temperatura, la aparición de vientos de intensidad media-fuerte e incluso la combinación con lluvias, puede producirse una fusión importante de la nieve en períodos cortos de tiempo, dando lugar a elevados caudales en los cauces de los ríos.

Por lo tanto, la fusión ocurre pocos días después de la nevada en las zonas bajas, pero meses después en las zonas más altas, contribuyendo a mantener los caudales de los ríos y a recargar el agua subterránea en periodos de ausencia de lluvia.

Cabe destacar que la regulación de los recursos hídricos se debe fundamentalmente al aporte subterráneo (86 %). Se trata de un valor muy alto, y parece deberse a la elevada regulación que ejercen los micasquistas sobre los recursos hídricos, ya que como se ha visto la nieve por si sola supone la regulación del 14 % del agua.

El coeficiente de agotamiento calculado para el almacenamiento subterráneo es de 1,5  $10^{-2}$  días<sup>-1</sup>, valor que coincide con el calculado por Castillo y Fideli (2002) para los ríos de Monachil y Dílar.

Es muy importante destacar la influencia de la agricultura en el medio debido a la red de acequias, y a la pérdida de recursos hídricos que supone esta extracción en la cuenca del río Bérchules. Agustín Millares (2008) destaca que la integración de un modelo de aportaciones subterráneas en un modelo hidrológico en la cuenca del río Guadalfeo, debe de tener en cuenta el aprovechamiento hidrológico tradicional por captación de acequias a la hora de calibrar y validar los resultados obtenidos con el modelo.

Según el modelo HBV, las aportaciones totales medias anuales en 15,42 hm<sup>3</sup>/año, frente a los 12,87 hm<sup>3</sup>/año que se miden en la estación de aforo. Esta diferencia entre las aportaciones simuladas y las medidas se debe al error de calibración y a las derivaciones para riego. Las pérdidas por riego serían de 2,5 hm<sup>3</sup>/año aproximadamente, si bien las derivaciones mediante las acequias deben ser mayores ya que un porcentaje del agua de riego retorna al acuífero.

#### 4.6. Conclusiones.

- El código HBV ha permitido conseguir una buena reproducción de los caudales medidos en la salida de la cuenca del río Bérchules, a partir de las series de datos diarios de precipitación y temperatura. Se ha conseguido un coeficiente de correlación de 0,75, coeficiente que debe considerarse alto, si se tiene en cuenta la derivación, aguas arriba de la estación, de agua para riego durante los meses de estío.
- Las aportaciones totales medias anuales de la cuenca del río Bérchules, correspondientes al periodo 1970-2007, calculadas con el código HBV son de 15,42 hm<sup>3</sup>/año, frente a los 12,87 hm<sup>3</sup>/año que se miden en la estación de aforo. Esta diferencia entre las aportaciones simuladas y las medidas se justifican por los errores de calibración del modelo y por las derivaciones para riego realizadas aguas arriba de la estación de aforo.

- La fusión de la nieve, calculada con el modelo del HBV, permite estimar que el 14 % de las aportaciones se producen por la fusión de la nieve en las partes altas de la cuenca. El resto se debe a las aportaciones de la lluvia directa.
- Existe una importante componente subterránea de las aportaciones totales de la cuenca del río Bérchules. Los resultados del modelo indican que el 86 % de las aportaciones totales son de origen subterráneo, frente al 14 %, de origen superficial.
- La alta inercia en la respuesta hidrológica de esta cuenca está condicionada por la fuerte alteración de la capa más superficial de los esquistos nevadofilábrides que afloran en la cuenca y por los efectos de las acequias de careo. Estas acequias captan parte de las aportaciones del deshielo, y las recargan en la cuenca, favoreciendo el retraso en la salida de agua del sistema.
- La aplicación del código HBV ha permitido comprobar su validez para simular las aportaciones de la cuenca del río Bérchules. La notable similitud de las cuencas hidrológicas que existen en Sierra Nevada puede permitir su aplicación en detrimento de otros códigos utilizados en los procesos de Planificación Hidrológica que no tienen en cuenta la dinámica nival. Con todo, es necesario disponer de más datos meteorológicos que permitan cuantificar las precipitaciones que se producen en forma de nieve en las partes altas de Sierra Nevada. De este modo se mejoraría el conocimiento de los procesos que controlan el deshielo de la nieve acumulada.

#### 4.7. Referencias.

Alwani, G. 1997. *Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalfeo. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico.* Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 pp.

- Bergström, S. 1972, Utvechling och tillämpning av en digital avrinningsmodell (Development and application of a digital runoff model, in Swedish), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Notiser och preliminära rapporter, *serie HYDROLOGI*, No. 22, Norrköping.
- Bergström, S. 1992, The HBV model - its structure and applications. SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Notiser och preliminära rapporter, *serie HYDROLOGI*, No 4, Norrköping, 35 pp.
- Bergström, S. 1995. The HBV model (Chapter 13), in: Computer Models of Watershed Hydrology, edited by: Singh, V. P., Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 443–476.
- Castillo, A. y Fideli, B. 2002. Algunas pautas del comportamiento hidrogeológico de rocas duras afectadas por glaciario y periglaciario en Sierra Nevada. (España). *Geogaceta*, 32, 189-191.
- Grillakis, G., Tsanis, I. and Koutroulis, A. 2010. Application of the HBV hydrological model in a flash flood case in Slovenia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2713–2725.
- Jan Saibert. 2005. *HBV-light version 2 user's manual*. Department of Physical Geography. Stockholm University, 15 pp.
- Jiménez, J. 2007. *Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Guadalfeo*. Trabajo de Investigación. Universidad de Granada, Granada, 177 pp.
- Kara Przewczek, Stephen Déry, Brian Menounos, and Dan Moore. 2009. Field testing and comparison of four snowmelt model approaches in the Quesnel highlands, interior British Columbia. *Paper presented Western Snow Conference*.
- Lidén, R., Harlin, J., Karlsson, M. and Rahmberg, M. 2001. Hydrological modelling of fine sediments in the Odzi River, Zimbabwe. *Water SA*, 27, 303-315.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., and Bergström, S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, *J. Hydrol.*, 201, 272–288.
- Masih, I., Uhlenbrook, S., Ahmad, M.D. and Maskey, S. 2008. Regionalization of a conceptual rainfall runoff model based on similarity of the flow duration curve: a case study from Karkheh river basin, Iran. *Geophysical Research Abstracts*, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-00226.

- Millares, A. 2008. *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 162 pp.
- Motovilov, J., Vehviläinen, B. 1989. Snow cover and snowmelt runoff model in the forest zone. Publications of the Water and Environment Research Institute, *National Board of Waters and the Environment*, Finland, No.3.
- Seibert, J. 1999: Regionalisation of parameters for a conceptual rainfallrunoff model, *Agr. Forest Meteorol.*, 98, 279–293.
- Zhang, X. and Lindström, G. 1996. A comparative study of a Swedish and a Chinese hydrological model. *Water Resources Bulletin*, 32, 985-994.

## **CAPÍTULO V**

# **APLICACIÓN DEL MODELO AGREGADO DE PRECIPITACIÓN- APORTACIÓN DE TÉMEZ, MODIFICADO PARA LA INCORPORACIÓN DE LA DINÁMICA NIVAL, A LA CUENCA DEL RÍO BÉRCHULES**

### **5.1. Resumen.**

En este capítulo se ha realizado un modelo que reproduce la variabilidad temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Bérchules, correspondiente al periodo 1970-2007.

Para modelizar las aportaciones mensuales se ha utilizado el clásico modelo de precipitación-aportación de Témez (1977). No obstante, y como este modelo no reproduce las aportaciones a la cuenca como consecuencia del deshielo de la nieve, se le ha agregado un modelo que incluye la dinámica nival; el modelo del Grado-día.

A lo largo del capítulo se realiza una descripción de los procesos teóricos que utilizan los dos modelos y se describen los datos utilizados. Los cálculos para determinar los caudales de la cuenca se han facilitado gracias a la programación en una hoja de cálculo de los modelos de Témez y del Grado-día. En esta hoja se ha incluido la herramienta de optimización de ecuaciones matemáticas “solver”, con objeto de calibrar los parámetros de ajuste de ambos modelos.

Los resultados conseguidos son satisfactorios, sobre todo si se tiene en cuenta la escasez de datos disponibles, que prácticamente se reduce a los datos meteorológicos de precipitación y temperatura en la parte media-baja de la cuenca y a los datos de aforo de la estación de Narila. Es cierto que no se ha conseguido calibrar los caudales durante la época de riego. Las derivaciones para riego, aguas arriba de la estación de aforo, justifican este desajuste. Con todo el coeficiente de correlación conseguido es de 0,81. Por otro lado, la calibración del modelo ha permitido diferenciar la cantidad de precipitación que se produce en forma de nieve y en forma de lluvia, además de permitir separar la escorrentía total en sus componentes subterránea y superficial.

## **5.2. Introducción.**

Los modelos determinísticos de simulación integral de la cuenca son una de las herramientas más útiles de que dispone el hidrólogo para llevar a cabo un estudio de recursos hídricos. La finalidad de estos modelos es la estimación de series de aportaciones a partir de datos meteorológicos, fundamentalmente precipitación y evapotranspiración potencial; y para ello reproducen aquellos procesos esenciales que tienen lugar en las diferentes fases del ciclo hidrológico.

En este capítulo se describe uno de estos modelos: el modelo de precipitación-aportación de Témez (1977). No obstante, como este modelo no incluye los efectos de la dinámica nival, se ha agregado otro modelo (modelo del Grado-día) para modelizar los procesos nivales (Orozco 2014). De este modo, el modelo resultante solo necesita de datos de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial para simular las aportaciones.

En el modelo final aplicado, el agua resultante de la fusión de la nieve y de la lluvia constituye las entradas al sistema cuenca. Las salidas de agua del sistema son la evapotranspiración real y la aportación (caudal de salida). A partir de la comparación con caudales reales medidos en una estación de aforo se calibra el modelo. Una vez calibrado, se pueden predecir aportaciones futuras a partir de una serie de datos de precipitación y de temperatura. Además, el modelo también permite separar el caudal base (subterráneo) del caudal proveniente de la escorrentía superficial.

## **5.3. Material y métodos.**

### **5.3.1. Datos disponibles.**

Se parte de las series de datos analizados en los *Capítulos 2 y 3*:

- Series diarias y mensuales completas de precipitación (P), temperatura ( $T^a$ ) media y evapotranspiración potencial (ETP) de las estaciones virtuales, correspondientes al periodo 1970-2007.

- Serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila, periodo 1970-2007.

### **5.3.2. Modelo de Témez.**

Los principios teóricos empleados para el desarrollo del modelo de Témez (1977) son generales, de manera que se puede aplicar el método a diferentes intervalos de tiempo (semanas, meses, años...). Sin embargo, en opinión de Témez (2007) es necesario tener en cuenta que los periodos temporales empleados no deben de ser excesivamente reducidos, por ejemplo, del orden de un día o unas horas, ya que este método considera que el agua se equilibra entre las distintas etapas del ciclo hidrológico (precipitación, infiltración, escorrentía...).

El modelo de precipitación–aportación de Témez es de valoración global, de manera que no se consideran las variaciones espaciales y se trabaja solamente con los valores medios en la superficie total de la cuenca considerada. De este modo, conviene limitar su aplicación directa a cuencas no muy extensas (inferiores a 10.000 km<sup>2</sup>) para atenuar el efecto de la distribución de la lluvia en su interior y para que en ella exista una cierta homogeneidad climática, edafológica y geológica. Las grandes cuencas podrían dividirse en otras menores dentro del campo de aplicación del método y luego componer sus resultados.

El método se limita a reproducir los procesos esenciales de transporte de agua que tienen lugar en las distintas etapas del ciclo hidrológico (estando todo este proceso presidido por el principio de conservación de la materia). Estas observaciones se presentan de forma esquemática en la siguiente figura:

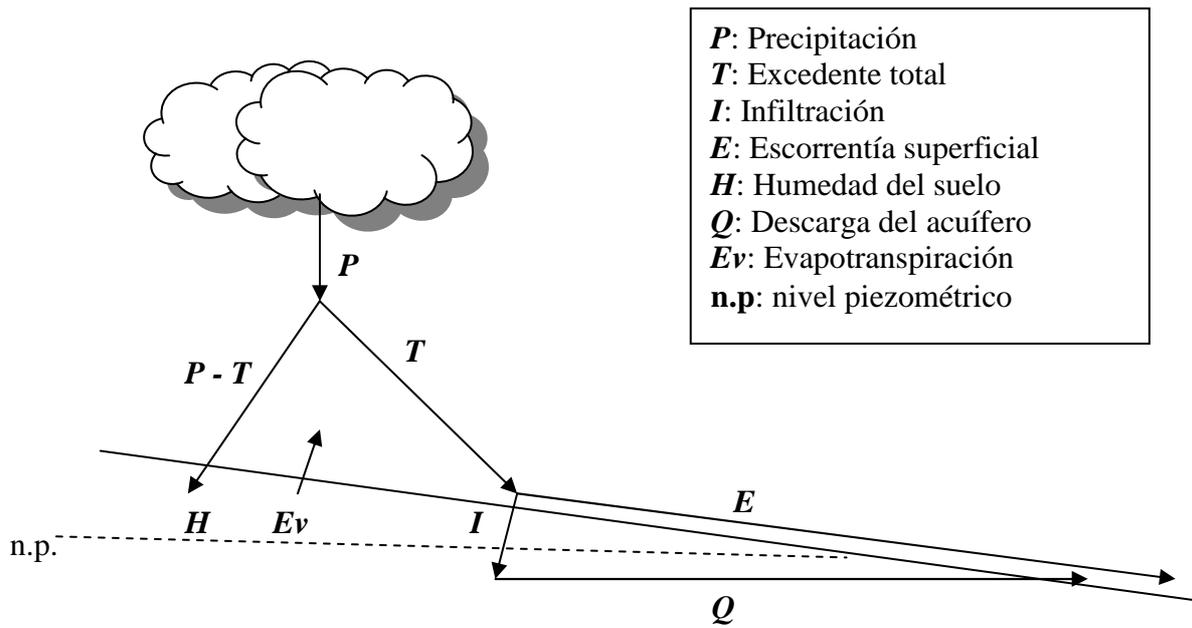


Figura 5.1. Representación simplificada del ciclo hidrológico (Modificado de Témez, 1997).

Témez (1977) considera el suelo dividido en dos zonas:

- la zona no saturada o de humedad del suelo, cuyos poros se encuentran ocupados parcialmente por agua y por aire en proporciones variables según las circunstancias. El flujo en esta zona, de espesor bastante variable, tiene una marcada componente vertical descendente.
- la zona saturada o capa freática, situada por debajo de la anterior y con los poros totalmente ocupados por agua. En esta porción saturada del terreno el flujo tiene una componente predominantemente horizontal, de manera que funciona como un embalse de agua subterráneo con desagüe a la red de drenaje de la cuenca.

De acuerdo con el esquema anterior, una parte  $T$  del agua precipitada ( $P$ ) acaba siendo drenada y sale por el río, mientras que el resto ( $P - T$ ), después de almacenarse en la zona de humedad del suelo, alimenta la evapotranspiración en fechas posteriores (entendiendo por evapotranspiración el conjunto de fenómenos naturales por los que el agua retorna a la atmósfera en estado gaseoso).

A esta componente  $T$  se le denomina excedente total. Este excedente se descompone, a su vez, en dos porciones. Una de ellas es la escorrentía superficial,  $E$ , que corresponde al agua de lluvia que discurre por la superficie del terreno hacia zonas topográficamente más bajas debido a la acción de la gravedad. La otra es la infiltración,  $I$ , que coincide con el agua que penetra a través de la superficie del terreno hasta llegar la zona saturada.

El tiempo que necesita el agua que forma parte de la escorrentía superficial para salir de la cuenca por su punto de desagüe, esto es, el tiempo de concentración, es relativamente corto (incluso en cuencas extensas) por lo que se puede admitir que su totalidad se evacua dentro del mismo intervalo de tiempo al que se refieren las precipitaciones en el cálculo.

Por el contrario, el agua infiltrada hacia la zona saturada se incorporará a la reserva freática. Parte de esta desaguará a los cauces dentro de ese intervalo de tiempo, mientras que el resto permanecerá en el embalse subterráneo para salir en fechas posteriores.

La componente  $(P - T)$  de la precipitación retenida en la zona no saturada del suelo implica un incremento en la humedad de dicha zona. Parte de esta agua se evaporará dentro del intervalo de cálculo considerado perdiéndose definitivamente, mientras que el resto permanecerá en el terreno al comienzo del ciclo siguiente.

Este esquema presentado es bastante simple, siendo los fenómenos del ciclo hidrológico algo más complejos. De hecho, puede ocurrir que el agua perteneciente al nivel freático se evapore, que la humedad del suelo alimente a la capa saturada, que el agua del cauce del río se infiltre a través del terreno..., entre otras posibilidades. Sin embargo, de esta manera se reflejan los mecanismos sustanciales del proceso y los resultados que se derivan son suficientemente precisos a fines prácticos.

En los siguientes apartados se detallan, de forma más concreta, cada una de las componentes del ciclo hidrológico, de modo que se concretará su significado físico y las leyes que las regulan.

El excedente total,  $T$

El excedente total se relaciona con la precipitación según se muestra en la figura siguiente:

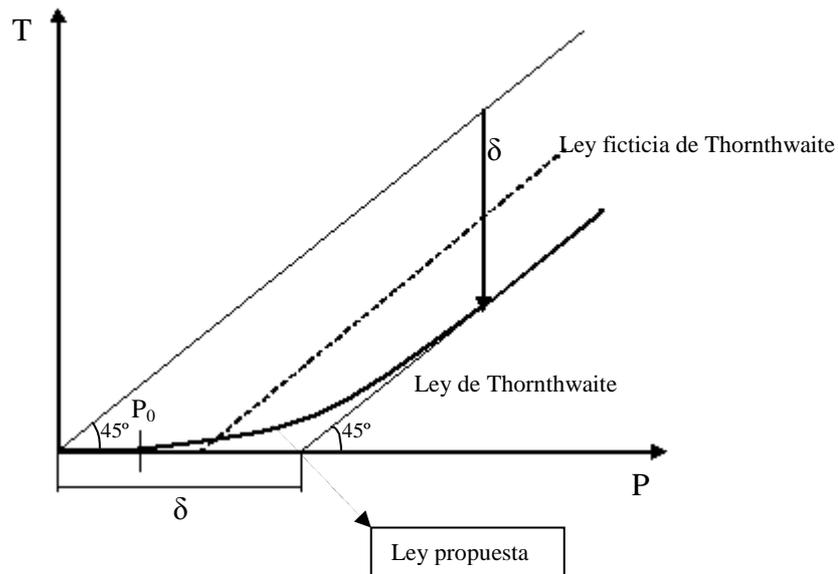


Figura 5.2. Variación del excedente total  $T$  (Modificado de Témez, 1997).

De ella se desprende lo siguiente:

- En periodos secos, con una cantidad de lluvia inferior a un cierto valor  $P_0$ , toda el agua de lluvia se incorpora a la humedad del suelo, de tal manera que el excedente total  $T$  es nulo.
- A partir de dicho valor  $P_0$  de precipitación, aumentan simultáneamente tanto el excedente como la componente de humedad del suelo.
- Para valores muy grandes de  $P$ , ésta tiende asintóticamente a un cierto valor  $\delta$ , puesto que tanto la capacidad de almacenamiento de la zona no saturada como la evapotranspiración de la cuenca tienen unos valores máximos:  $H_{max}$  y  $ETP$  (evapotranspiración potencial), respectivamente.

Esta ley se adapta bastante bien a la siguiente función:

$$T = \frac{(P - P_0)^2}{P + \delta - 2P_0}$$

Siendo,

$$P_0 = C (H_{max} - H_0)$$

$$\delta = H_{max} - H_0 + ETP$$

Donde  $C$  es una constante y  $H_0$  corresponde a la humedad al principio del intervalo.

### Escorrentía e infiltración

Una vez conocido el valor del parámetro  $T$ , es necesario descomponerlo en los valores de escorrentía e infiltración.

El aspecto de la variación de la infiltración  $I$  con el excedente total se refleja en la *figura 5.3*, donde se observa lo siguiente:

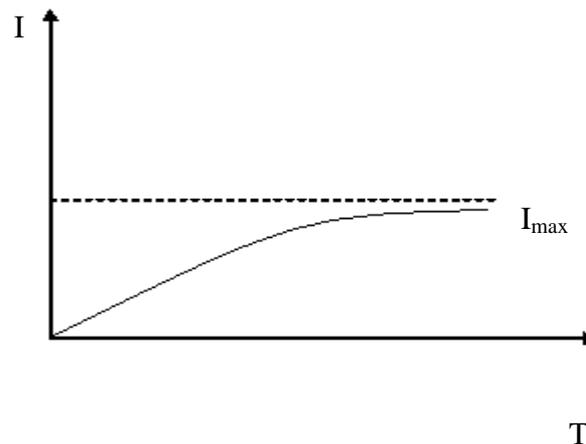


Figura 5.3. Variación de la infiltración (Modificado de Témez, 1997).

- Si el excedente es nulo, obviamente también lo es su componente de infiltración.
- A medida que el excedente aumenta, también lo hace la infiltración.

- Para valores muy altos del excedente, la infiltración tiende a un valor máximo denominado  $I_{max}$ .

Empíricamente se comprobó que la siguiente fórmula representa bastante bien esta correlación:

$$I = I_{max} \frac{T}{T + I_{max}}$$

Es importante anotar que el valor máximo de infiltración ( $I_{max}$ ) que en un periodo de tiempo es capaz de llegar hasta la capa freática no depende únicamente de las características propias del terreno (como son la textura, estructura, temperatura, cubierta vegetal, pendiente, tipo de usos del suelo...) sino que depende también de factores como la intensidad de la precipitación o la concentración de las lluvias a lo largo del tiempo. Por ejemplo, a igualdad de características edafológicas y geológicas, el valor de  $I_{max}$  será menor en climas más extremos, como el Mediterráneo, que en climas menos variables, como los del Norte de la península.

Por estas razones, en una misma cuenca, el volumen infiltrado  $I$  a partir de un excedente  $T$  variará de unas fechas a otras. Sin embargo, para aplicar este método de forma sencilla, se considera una ley única y un valor de  $I_{max}$  constante que corresponderá al reparto temporal más característico del clima donde está ubicada la cuenca, ignorando los desvíos que puedan producirse por la distribución aleatoria de las lluvias.

#### Aportación de la capa freática al cauce

En el modelo de precipitación–aportación de Témez se considera que el drenaje de la capa freática, en ausencia de entradas  $I$  debidas a los excedentes de lluvia, viene dado por una fórmula de tipo exponencial:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Donde:

- $Q_0$  es el caudal drenado por el acuífero, en el origen de tiempos
- $Q_t$  es el caudal de drenaje del cuerpo poroso en tiempo  $t$ , contado a partir del origen de tiempos
- $t$  es el tiempo contado desde el origen
- $\alpha$  es el coeficiente de agotamiento característico de cada cuenca

De esta ley de agotamiento se deduce que el volumen de reservas móviles, entendidas como el agua que drenaría el acuífero de forma natural en un tiempo suficientemente largo, se puede calcular a través de la siguiente fórmula:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Si se admite que toda la infiltración  $I$  se incorpora a las reservas justo a la mitad del intervalo considerado (cuya duración es  $D$ ), se obtiene un hidrograma subterráneo como el representado en la siguiente figura:

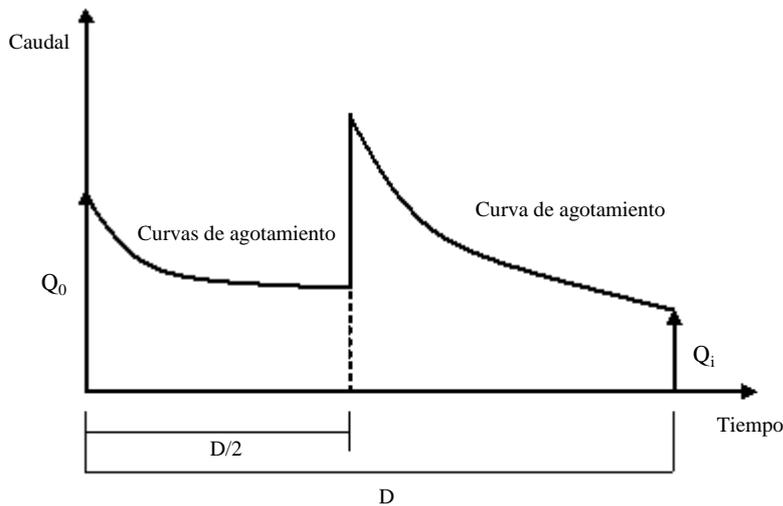


Figura 5.4. Simplificación del hidrograma subterráneo (Modificado de Témez, 1997).

Si se analiza de forma más detallada qué ocurre en los distintos momentos del intervalo se obtiene lo siguiente:

Tiempo	Caudal	Volumen de la reserva
En el origen	$Q_0$	$\frac{Q_0}{\alpha}$
Medio, antes de incorporarse I	$Q_0 e^{-\alpha D/2}$	$\frac{Q_0}{\alpha} e^{-\alpha D/2}$
Medio, después de incorporarse I	$Q_0 e^{-\alpha D/2} + I\alpha$	$\frac{Q_0}{\alpha} e^{-\alpha D/2} + I$
Final	$Q_i = (Q_0 e^{-\alpha D/2} + I\alpha) e^{-\alpha D/2}$	$e^{-\alpha D/2} \left( \frac{Q_0 e^{-\alpha D/2}}{\alpha} + I \right)$

La aportación subterránea drenada al cauce del río durante ese tiempo será igual a la suma de las reservas iniciales más la infiltración  $I$  de ese intervalo de tiempo menos las reservas finales (lo que aún quede en el acuífero tras el desagüe).

$$A_F = R_i + I - R_f$$

$$A_F = \left( \frac{Q_0}{\alpha} + I \right) - e^{-\alpha D/2} \left( \frac{Q_0 e^{-\alpha D/2}}{\alpha} + I \right) = \frac{Q_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha D}) + I (1 - e^{-\alpha D/2})$$

El primer sumando  $\frac{Q_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha D})$ , al que se le denomina  $A_{min}$ , representa el drenaje que llevaría a cabo el acuífero durante el intervalo de tiempo considerado en el caso de que no se alterara la curva de agotamiento, es decir, en el caso de que la  $I$  durante ese periodo fuera nula. Es la aportación mínima que cabe esperar en el río aun cuando la precipitación haya sido totalmente nula.

El término  $e^{-\alpha D/2}$ , una vez fijada la longitud de los intervalos de cálculo  $D$ , es función de  $\alpha$  y, por tanto, es característico de la cuenca. Para simplificar las expresiones se tiene:

$$\beta = e^{-\alpha D/2} \quad \text{y} \quad A_{min} = \frac{Q_0}{\alpha} (1 - \beta^2)$$

Así resulta:

$$A_F = A_{min} + (I - \beta) I$$

Para adaptar estas fórmulas a las unidades habitualmente empleadas en la práctica se realizan algunas modificaciones en ellas.

$$Q_i = (Q_0 e^{-\alpha D/2} + I \alpha) e^{-\alpha D/2} \longrightarrow Q_i = \frac{S \beta}{86,4} \left[ \frac{86,4 \beta Q_0}{S} - \frac{2I \ln \beta}{D} \right]$$

$$A_{min} = \frac{Q_0}{\alpha} (1 - \beta^2) \longrightarrow A_{min} = \frac{-D \times 86,4 (1 - \beta^2) Q_0}{2 S \ln \beta}$$

La mayoría de las variables se miden en mm, pero los caudales subterráneos en m<sup>3</sup>/s y ello justifica que acompañando a  $Q_i$  vaya la superficie de la cuenca  $S$  en km<sup>2</sup> y la constante 86,4. La duración  $D$  usa los días como unidad.

Por otra parte, los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  están relacionados por la fórmula  $\beta = e^{-\alpha D/2}$  o bien  $\ln \beta = -\alpha D/2$ . Al expresar  $\alpha$  en función de  $\beta$  aparecen los factores  $D/2$  y  $\ln \beta$  que figuran en las dos mencionadas fórmulas.

Es importante anotar que, debido a su significación física, para llevar a cabo el cálculo de la  $A_{min}$  (entendida como la aportación mínima que cabe esperar en el río aun cuando la precipitación haya sido totalmente nula) habrá de emplearse los valores de  $D$  y  $Q_0$  correspondientes al intervalo anterior al considerado. Es decir, para calcular el valor de la aportación mínima en el mes de Febrero se tendrá que considerar la duración y el caudal subterráneo de mes de Enero.

Cálculo de la aportación total en un intervalo

La aportación total que drena el río durante el intervalo de cálculo es el resultado de la suma de la escorrentía superficial y la aportación freática calculada anteriormente, es decir:

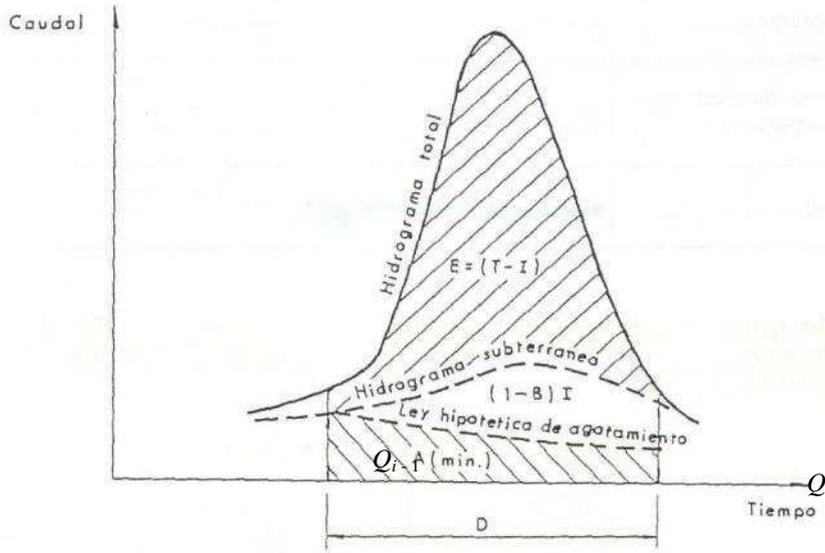


Figura 5.5. Componentes de la aportación de un periodo (Témez, 1977).

$$A_T = E + A_F \quad \left\{ \begin{array}{l} T = E + I \rightarrow E = T - I \\ A_F = A_{min} + (1 - \beta) I \end{array} \right.$$

Sustituyendo los valores de  $E$  y  $A_F$  y simplificando las expresiones obtenidas, se observa que la aportación total que drena el río equivale a la suma de la aportación mínima  $A_{min}$  (que es la que se espera del río aunque la precipitación sea nula) y el excedente total  $T$  menos el producto de la infiltración  $I$  y la constante  $\beta$  (relacionada con el coeficiente de agotamiento característico de cada cuenca):

$$A_T = A_{min} + T - I\beta$$

### Balance de la humedad del suelo

Es necesario realizar este balance para poder determinar la humedad del suelo al final del intervalo considerado, puesto que dicha variable interviene en los cálculos del intervalo siguiente.

La cantidad total de agua disponible durante ese intervalo en la zona no saturada del suelo,  $X$ , es igual a la suma de la humedad remanente del periodo anterior,  $H_{i-1}$ , más la procedente de las precipitaciones del propio intervalo, que vale  $(P - T)$ . En términos matemáticos equivale a:

$$X = H_{i-1} + P - T$$

Una parte del agua que se encuentra en la zona no saturada del terreno se evaporará durante el periodo considerado, mientras que el resto,  $H_i$ , permanecerá en el suelo hasta el intervalo siguiente.

Para calcular qué cantidad de agua permanece en el suelo hasta el intervalo siguiente se puede aplicar la siguiente teoría:

- Si  $X \geq ETP$ , entonces la evaporación equivale a la  $ETP \rightarrow H_i = X - ETP$

- Si  $X \leq ETP$ , entonces se evaporará toda el agua del suelo  $\rightarrow H_i = 0$

### Desarrollo práctico del método

Se resume a continuación, paso a paso, el proceso de cálculo para determinar el valor de la aportación de cada intervalo.

1. Recopilación de fórmulas:

$$(1) \quad T = \frac{(P - P_0)^2}{P + \delta - 2P_0}$$

$$(2) \quad P_0 = C (H_{max} - H_0)$$

$$(3) \quad \delta = H_{max} - H_0 + ETP$$

$$(4) \quad I = I_{max} \frac{T}{T + I_{max}}$$

$$(5) \quad Q_i = \frac{S\beta}{86,4} \left[ \frac{86,4\beta Q_0}{S} - \frac{2I \ln\beta}{D} \right]$$

$$(6) \quad A_{min} = \frac{-D \times 86,4 (1 - \beta^2) Q_0}{2 S \ln\beta}$$

$$(7) \quad A_T = A_{min} + T - I\beta$$

$$(8) \quad X = H_{i-1} + P - T \rightarrow \text{Si } X \leq ETP, H_i = 0 \quad ; \quad \text{Si } X \geq ETP, H_i = X - ETP$$

2. Datos de partida:

Al iniciar el proceso se deben conocer los siguientes parámetros:

- $\beta$ , constante relacionada con el coeficiente de agotamiento característico de cada cuenca  $\alpha$  a través de la siguiente ecuación:  $\beta = e^{-\alpha D/2}$  (parámetro adimensional)
- $H_{max}$ , capacidad máxima de almacenamiento de la zona no saturada del suelo (mm)
- $I_{max}$ , cantidad máxima de agua capaz de infiltrarse en el terreno (mm)
- $C$ , coeficiente reductor que se debe aplicar al déficit de humedad ( $H_{max} - H_0$ ) para obtener el umbral  $P_0$  (adimensional).

- $S$ , superficie de la cuenca ( $\text{km}^2$ )
- $ETP$ , valor de la evapotranspiración potencial en el intervalo (mm).
- $P$ , valor de precipitación caída durante el intervalo (conocida o estimada a partir de reconstrucciones históricas) (mm)
- $Q_0$ , caudal subterráneo al inicio del intervalo ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
- $H_0$ , humedad del suelo al inicio del intervalo (mm)

### 3. Proceso de cálculo:

- Se calculan  $P_0$  y  $\delta$  por las fórmulas (2) y (3)
- Se obtiene el excedente total  $T$  de la fórmula (1)
- Se calcula la infiltración  $I$  por la fórmula (4)
- Se determina la aportación mínima  $A_{min}$  por la fórmula (6)
- Se obtiene el valor de la aportación buscada  $A_T$  por la fórmula (7)

Si se quiere realizar este proceso en los intervalos posteriores, es necesario realizar los cálculos siguientes:

- Se calcula  $Q_i$  por la fórmula (5)
- Se calculan  $X$  y  $H_i$  por la fórmula (8)
- Si inicia de nuevo el ciclo para el intervalo siguiente

### 4. Estimación de parámetros:

Los valores de  $\beta$ ,  $H_{max}$ ,  $I_{max}$  y  $C$  se obtienen mediante la calibración del modelo con los datos de aportación real ( $\text{hm}^3$ ) proporcionados por una estación de aforo. Las restricciones dadas por el método son:

$$0 < \beta < 1$$

$$H_{max} > 0$$

$$I_{max} > 0$$

$$0 < C < 1$$

En opinión de Témez (1977), si no se dispusiera de registro de caudales, la estimación de los parámetros se guiará por los valores comprobados en otras cuencas análogas dotadas de estación de aforo. Si se elige el mes como intervalo de cálculo, pueden ser útiles estas consideraciones:

- El parámetro  $\beta$  suele variar entre 0,6 y 0,8 en aquellos meses en los que se observó que no hubo excedentes de precipitación por ausencia o insuficiencia evidente de lluvia, y se puede deducir como media de los valores de:

$$\sqrt{\frac{\text{aportación mes } (j + 1)}{\text{aportación mes } j}}$$

Esta constante característica para cada cuenca informa sobre la importancia relativa de la escorrentía subterránea del acuífero. Si las aportaciones en los meses de estiaje son muy similares, obtendremos un alto valor de  $\beta$ , lo que significa que la cuenca presenta una elevada regulación natural. Por el contrario, si en ausencia de lluvias las aportaciones difieren mucho entre sí, el valor de  $\beta$  será muy bajo, lo que implica que la cuenca estará escasamente regulada por los acuíferos.

- La  $H_{max}$  es del orden de 200 mm en cuencas de tipo medio. Todos aquellos factores que facilitan la retención superficial de agua (poca pendiente, presencia de vegetación, cultivos en surcos o bancales...) tienden a aumentar el valor de  $H_{max}$ .

- Como se dijo anteriormente,  $I_{max}$  no sólo depende de las características del terreno, sino también de factores como la intensidad de la precipitación o la concentración de las lluvias a lo largo del tiempo. Su valor está comprendido entre 100 mm en climas con lluvias esporádicas y 400 mm en climas de lluvias persistentes.

- La constante  $C$  tiene su campo de variación en las proximidades de 0,30.

### 5.3.3. Incorporación del aporte nival. Modelo Grado-día.

Existen numerosos modelos que simulan la acumulación y la fusión de la nieve con distinta metodología de cálculo en función de la escala de trabajo. En el extremo de mayor detalle se encuentran ciertos modelos puntuales especializados, aplicados en el cálculo de aludes o de propiedades físicas de la nieve, y de gran complejidad (figura 5.6). Mucho más simplificados son aquellos modelos regionales para el seguimiento de la cubierta de nieve a gran escala (Herrero *et al.*, 2005).

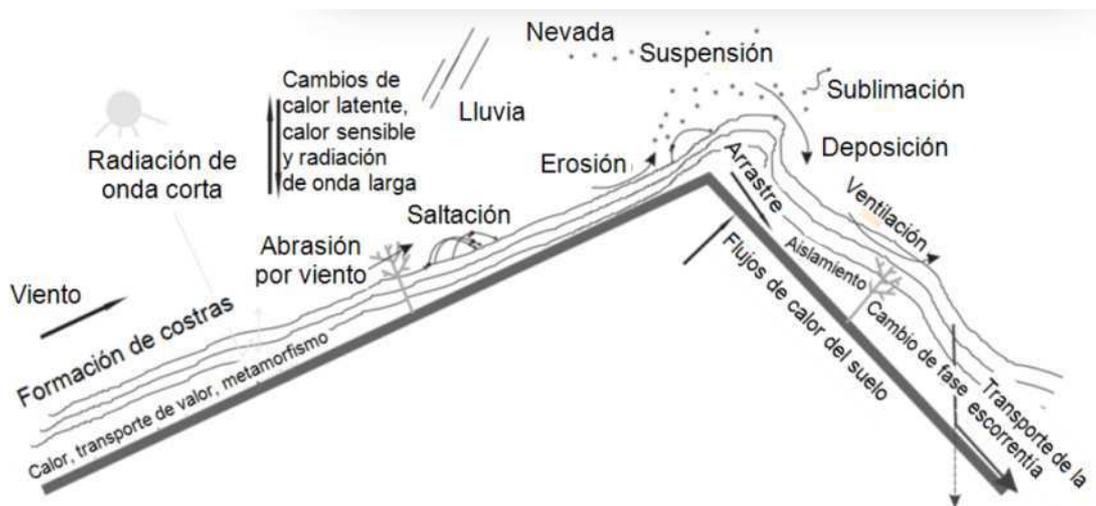


Figura 5.6. Dinámica nival.

Entre ambos aparecen una serie de modelos de nieve, que se encuentran integrados dentro de modelos hidrológicos de cuenca, en los que la nieve representa una parte del ciclo que es imprescindible contemplar (Singh, 1995). En este grupo es en el que se encuadran los que hasta el momento han sido aplicados para el cálculo de la fusión de la nieve en la parte de Sierra Nevada incluida dentro de la cuenca del río Guadalfeo: HSPF (Bicknell *et al.*, 1997) en Alwani (1997), SWAT (Neitsch *et al.*, 2002) en Herrero *et al.* (2005) y SRM (Martinec *et al.*, 1998) en Vivas *et al.* (2005).

Los procedimientos para el cálculo de la nieve que se pueden encontrar en todos estos modelos son muy variados, y es necesario profundizar un poco más en ellos para comprender cuáles de sus características son adecuadas para la simulación.

### Modelos de temperatura índice

A diferencia de los modelos de balance de energía, los modelos de temperatura índice son una aproximación empírica al proceso de fusión de nieve. Basados en la relación entre una temperatura media diaria y un coeficiente de fusión o factor grado-día fundamentalmente. Permiten obtener la fusión en zonas extensas asociadas a un modelo geográfico con el grado de complejidad deseado en la definición de sus tramos en planta, gracias a su mayor sencillez en los algoritmos de cálculo. Lo normal es que sean aplicados sobre tramos extensos, o toda la cuenca si esta es pequeña, realizando todo lo más una división de tramos por cotas, que es la fuente de heterogeneidad espacial más común y predecible, con definición de una curva de agotamiento totalmente empírica y calibrable sobre ellos (Herrero, J. 2007).

Estos modelos ofrecen una resolución temporal mínima del orden del día, y no ofrecen resultados válidos para las variables internas de la nieve, como sus perfiles de densidad y temperatura. A cambio, la información de entrada es mínima, pudiendo reducirse a la precipitación y temperatura medias diarias. Esta simplicidad en los datos se esgrime en ocasiones como una ventaja de estos métodos, lo cual es rebatible con estudios como el de Walter *et al.* (2004) que demuestran que con esos mismos datos, un modelo de balance de energía es capaz de obtener también mejores resultados.

### Modelo Grado-día

El modelo grado-día o temperatura índice es un enfoque empírico que se ha usado durante más de 60 años para el cálculo de fusión de glaciares y nieve, asume una relación empírica entre la temperatura del aire y la fusión (Braithwaite y Olesen, 1989; Rango y Martinec, 1995). Los primeros en usar esta relación fueron Finsterwalder y Schunk (1887), en el glaciar de los Alpes y desde entonces ha sido ampliamente aplicado y perfeccionado (Clyde, 1931; Braithwaite, 1995). Los trabajos que se han llevado a cabo han revelado una alta correlación entre la temperatura del aire y fusión. Así, por ejemplo Braithwaite y Olesen (1989) encontraron un coeficiente de 0.96 entre la fusión anual del hielo y la temperatura del aire. Según Singh *et al.* (2011) y Hock (2005), la popularidad del método grado-día radica en que la temperatura representa

razonablemente los flujos de energía y al mismo tiempo es un parámetro relativamente fácil de medir, extrapolar y predecir.

Este modelo se utiliza para simular los procesos nivales cuando sólo se dispone de datos de precipitación y  $T^a$  media diarias, y utiliza una rutina de acumulación/fusión de nieve.

#### 1. Rutina de acumulación nival:

La rutina de acumulación nival es relativamente simple. La precipitación en la cuenca se puede producir en forma de lluvia o nieve, según una temperatura crítica o de cambio lluvia/nieve ( $T_{cambio}$ ), si bien existen otros factores que influyen. Con frecuencia, esta temperatura crítica es de 1,5 °C, aunque también puede tener lugar, como valores extremos, entre 0 °C y 4 °C (Auer, 1974). Esta nieve se acumula directamente sobre la anterior existente, sin tener en cuenta la aportación calórica que esto supone.

#### 2. Rutina de fusión nival:

Esta rutina de cálculo tiene una mayor complejidad que la rutina de acumulación. Una gran parte de los modelos hidrológicos que incluyen rutinas de cálculo de fusión de nieve emplean, para simular la dinámica del proceso de fusión, métodos basados en índices de temperatura mediante procesos eminentemente empíricos, al ser el dato termométrico normalmente disponible. Es decir, a partir de la temperatura del aire,  $T_a$ , se puede establecer una fórmula general (Herrero, J. 2007):

$$Ht = Ff (T_a - T_{base})$$

donde  $Ht$  es la fusión en milímetros de agua para un periodo dado debido a la temperatura del aire,  $T_a$  la temperatura del aire,  $T_{base}$  la temperatura base por debajo de la cual no se produce la fusión y  $Ff$  es el factor o tasa de fusión en milímetros de agua por cada grado centígrado.

Es preciso señalar que la temperatura de base  $T_{base}$ , debería tomar, lógicamente, el valor de 0°C. Sin embargo, esto implicaría que la fusión sólo se produce si  $T_a > 0$  °C, lo cual no siempre es cierto. En efecto, en días calmados y despejados, cuando la radiación solar domina el balance energético, la fusión puede producirse por debajo de 0 °C. Al contrario, en noches despejadas, cuando la radiación de onda larga emitida es significativa, no habría fusión hasta superar esos 0 °C. Puesto que áreas determinadas pueden presentar un sesgo continuado,  $T_{base}$  es posible ajustarlo a valores diferentes de 0°C.

El parámetro  $Ff$  es preciso calibrarlo empíricamente, pues depende de la latitud, cubierta vegetal, exposición, viento y otras variables. Así, el factor de fusión debe ser incrementado en áreas deforestadas, con orientación predominante a mediodía, ventosas, o situadas a latitudes más bajas. En zonas boscosas, este factor suele presentar valores de 2 - 4 mm/°C y día, mientras que en áreas deforestadas está entre 3 y 6 mm/°C y día.

Para considerar la variabilidad estacional del parámetro de fusión debido al cambio de la radiación incidente, se utiliza una senoide entre unos valores máximo y mínimo del coeficiente (Herrero, J. 2007), como:

$$Ff = \frac{Ff_{max} + Ff_{min}}{2} + \text{sen} \left( \frac{n_d 2 \pi}{365} \right) \frac{Ff_{max} - Ff_{min}}{2}$$

Donde  $Ff_{max}$  es el máximo valor de  $Ff$ , que se considera que ocurre durante el solsticio de verano (21 de Junio),  $Ff_{min}$  es el mínimo, correspondiente al solsticio de invierno (21 de Diciembre) y  $n_d$  el número de orden del día del año contado a partir del 21 de Marzo (equinoccio de primavera, punto de paso por el 0).

Por último, se le ha incluido el efecto, de forma simplificada, que tiene la lluvia en la fusión de la nieve previamente acumulada:

$$Fll = \frac{P T^a 4.18}{335.5}$$

Donde  $Fll$  es la fusión debido a la lluvia,  $P$  es la precipitación (mm),  $T^a$  la temperatura en °C, 4.18 es el calor específico del agua (kJ/kg°C) y 335.5 es el calor latente de fusión (kJ).

Se trata de una simplificación que no tiene en cuenta la temperatura de la nieve, su densidad, etc. El poder de fusión de la lluvia líquida no es muy grande debido a su bajo contenido energético y por la gran diferencia que existe entre el calor específico del agua y el calor latente de evaporación (Herrero, 2007). Pero para valores de viento altos los procesos de difusión turbulenta dominan los procesos de fusión que sumado a una precipitación puede originar un aumento considerable de la fusión.

Quedando expresada la fusión potencial  $FP$  como:

$$FP = Ft + Fll$$

*Proceso de cálculo para la incorporación de la dinámica nival en el modelo de precipitación-aportación de Témez:*

- Se determina si la precipitación es en forma de nieve o lluvia en función del valor de  $T_{cambio}$  para cada día.
- Se hace un acumulado inicial diario de la nieve (sumando la nieve acumulada final del día anterior más la nevada del día).
- Se determina la  $FP$  mediante la expresión anterior.
- Se calcula la fusión real, que dependerá de la potencial y de la disponibilidad de nieve acumulada.
- Se hace un acumulado final diario resultante de restarle al acumulado inicial la fusión real.
- La entrada de agua diaria a la cuenca será la suma de la lluvia y de la fusión real del día.
- Se suman los datos diarios, obteniéndose el total mensual de lluvia y fusión de nieve.
- De esta forma se genera una serie de entrada al modelo de Témez que aúna la lluvia más la fusión de la nieve.

Para facilitar el proceso de cálculo se han programado los modelos de precipitación-aportación de Témez y el modelo del Grado-día en una hoja de cálculo Excel. Para facilitar el proceso de calibración se ha incluido el optimizador automático de ecuaciones matemáticas “solver”. Con esta herramienta se buscan los valores de los parámetros de calibración que permiten obtener un mejor coeficiente de correlación entre los caudales medidos y los simulados. No obstante, este ajuste automático ha sido modificado manualmente y de forma iterativa hasta conseguir una calibración coherente con el modelo conceptual de funcionamiento de la cuenca del río Bérchules.

## **5.4. Resultados.**

### **5.4.1. Datos de partida, calibración del modelo y parámetros de ajuste.**

Para llevar a cabo el modelo matemático propuesto son necesarios una serie de parámetros y datos de partida.

Las entradas al sistema son la lluvia y la fusión de la nieve resultante de aplicar el modelo del Grado-día, que a su vez ha sido aplicado a cada una de las siete zonas altitudinales que se determinaron en el *apartado 3.3.3* de esta memoria. De esta forma, se ha simulado la dinámica nival en cada subzona a partir de los datos de P y T<sup>a</sup> de las estaciones virtuales; cada una representativa de cada una de estas subzonas altitudinales. Como se trata de un modelo agregado, y parte de una sola serie de precipitación mensual como input, se ha ponderado la lluvia y fusión de nieve, según la superficie relativa de cada subzona.

La ETP que se ha usado es la calculada mediante Thornthwaite (*apartado 3.4.3*), ya que el modelo de Témez utiliza este método. También se parte de una sola serie de ETP mensual ponderada a partir de las subzonas altitudinales.

Los parámetros del modelo Grado-día – Témez, se obtendrán mediante la calibración del modelo simulado con los datos de aportación real medidos en la estación de aforo de la cuenca (estación de Narila), buscando el mayor coeficiente de correlación posible entre los datos simulados y registrados. Los valores con los que se ha conseguido mayor

coeficiente de correlación (figura 5.7) y un ajuste coherente con el funcionamiento hidrológico de esta cuenca son los siguientes:

- $T_{\text{cambio}} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$
- $T_{\text{base}} = 2.5 \text{ } ^\circ\text{C}$
- $Ff_{\text{min}} = 3 \text{ mm}/^\circ\text{C día}^{-1}$
- $Ff_{\text{max}} = 5 \text{ mm}/^\circ\text{C día}^{-1}$
- $H_{\text{max}} = 350 \text{ mm}$
- $I_{\text{max}} = 350 \text{ mm}$
- $B_{\text{eta}} = 0.79$
- $C = 0.1$

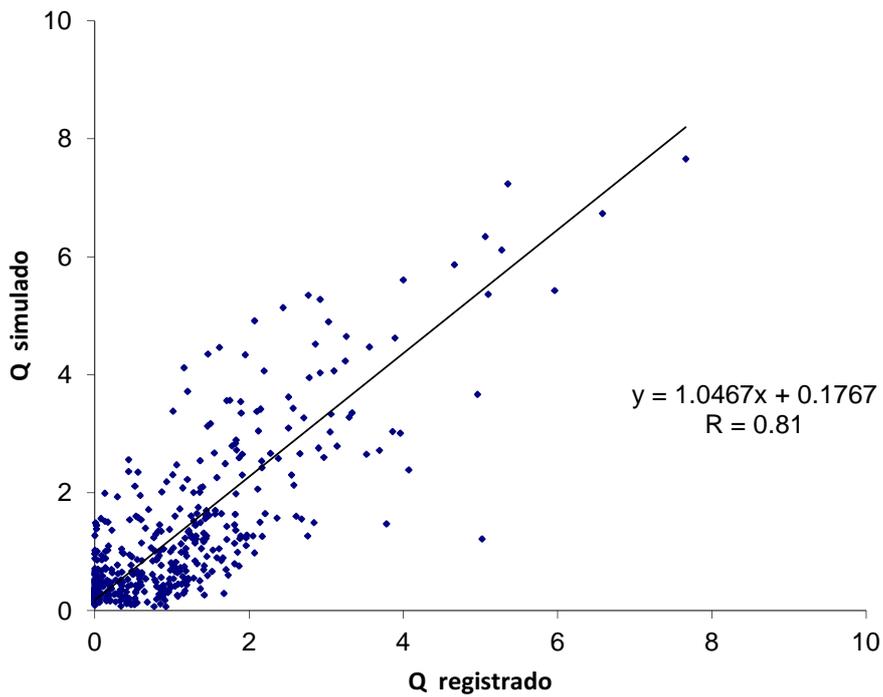


Figura 5.7. Correlación entre el caudal simulado y el caudal registrado para el modelo Grado-día – Tézmez.

Los estadísticos resultantes de comparar el caudal simulado con el caudal real medido se muestran en la tabla siguiente:

<b>Coef. correlación (R)</b>	0.81
<b>R<sup>2</sup></b>	0.65
<b>Pendiente</b>	0.62
<b>Covarianza</b>	1.49

Tabla 5.1. Estadísticos del Modelo Grado día – Témex.

En la *figura 5.8* se representan los caudales medios mensuales simulados frente a los medidos en la estación de aforo:

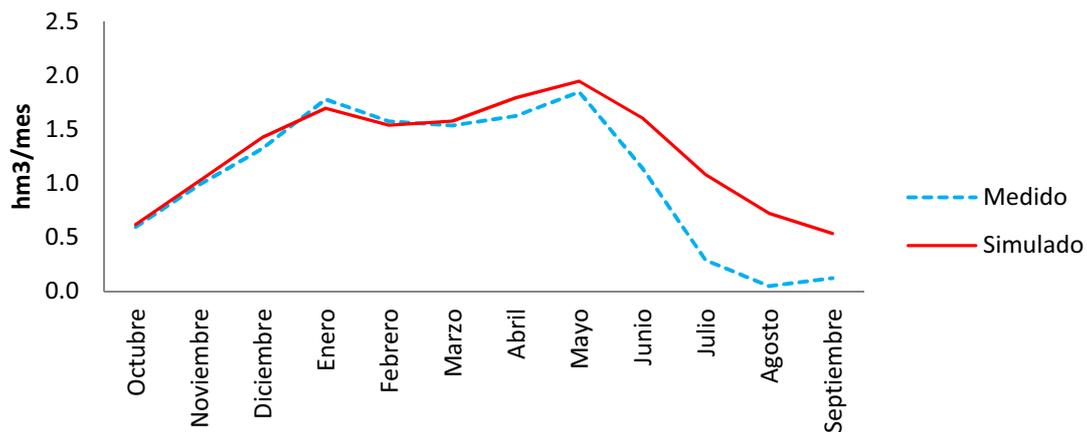


Figura 5.8. Hidrograma medio anual medido y simulado. Modelo Grado día – Témex.

Los máximos caudales, tanto para el modelo como para los datos medidos, se producen en los meses de Enero y Mayo, y los menores en los meses de Julio a Septiembre.

Debido a las derivaciones para riego que suponen una disminución el caudal real, hay un desajuste entre el caudal medido y el simulado en los meses de verano.

En la *figura 5.9* se ha representado el hidrograma medio simulado y medido para el periodo de estudio:

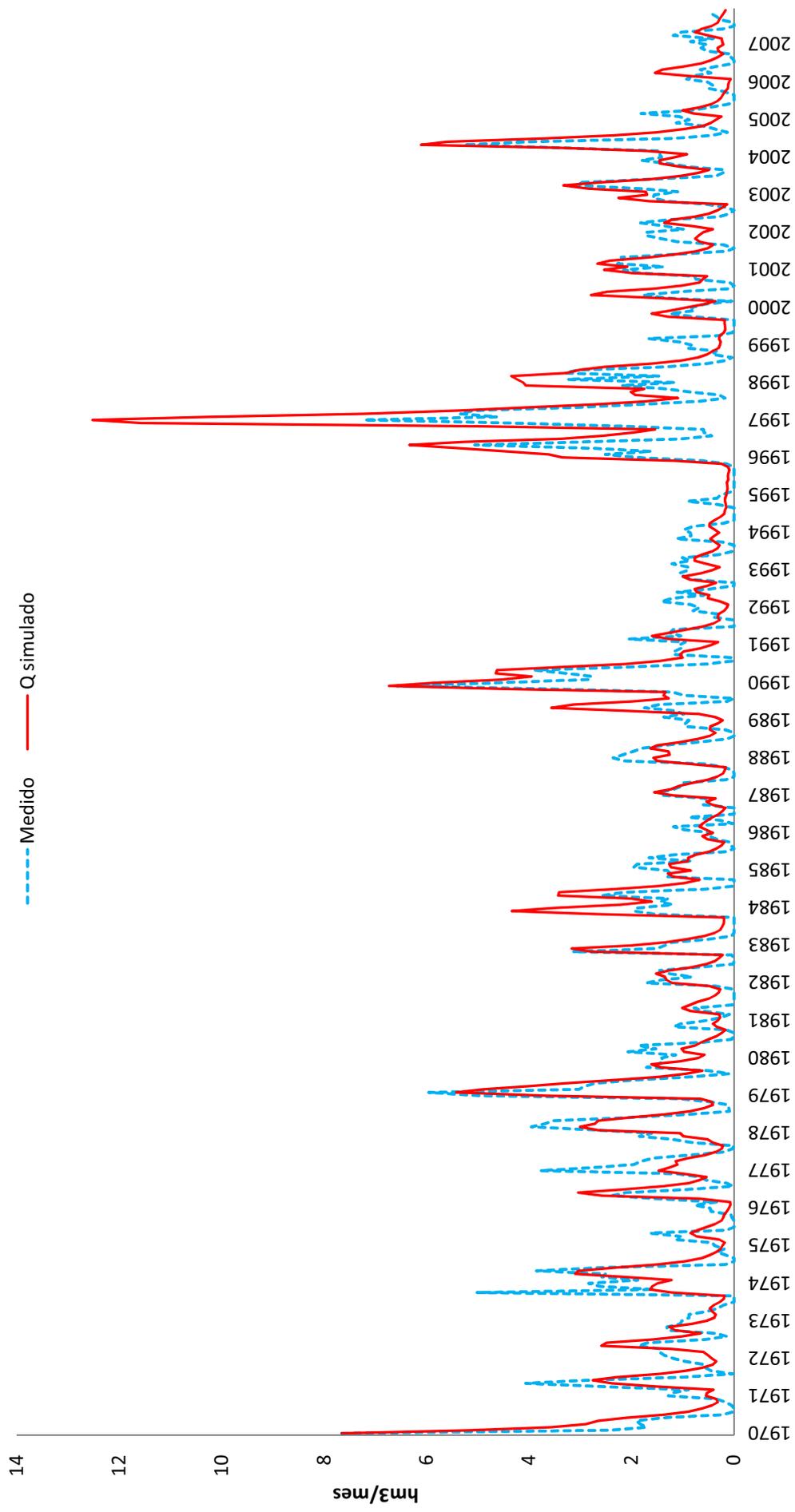


Figura 5.9. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.

### 5.4.2. Aportación nival y lluvia.

La cuantificación de los recursos hídricos en forma de nieve tiene un indudable interés al corresponder a un sistema natural de regulación del flujo de agua. El modelo Grado-día ha permitido diferenciar que entrada de agua a la cuenca se produce por lluvia o que parte lo hace por fusión de la nieve (*figura 5.10*). En este sentido, durante el periodo analizado (1970-2007), el modelo aplicado indica que el 20 % de las entradas al sistema se producen por la fusión de la nieve.

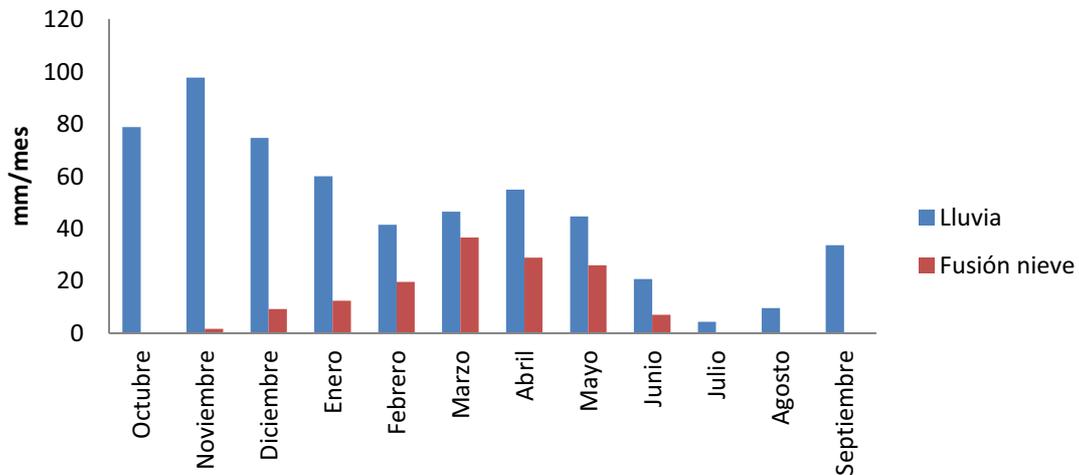


Figura 5.10. Naturaleza de las entradas de agua mensuales medias a la cuenca. Modelo Grado día – Témez.

En la *figura 5.10* se aprecia que las mayores entradas por lluvia se producen en los meses de otoño (Octubre, Noviembre y Diciembre), y las mayores entradas por fusión de nieve en los meses de primavera (Marzo, Abril y Mayo). En Junio existe aún fusión nival en la cuenca.

En la *figura 5.11* se puede ver esta diferencia entre entradas por lluvia o fusión de nieve para todo el periodo de estudio.

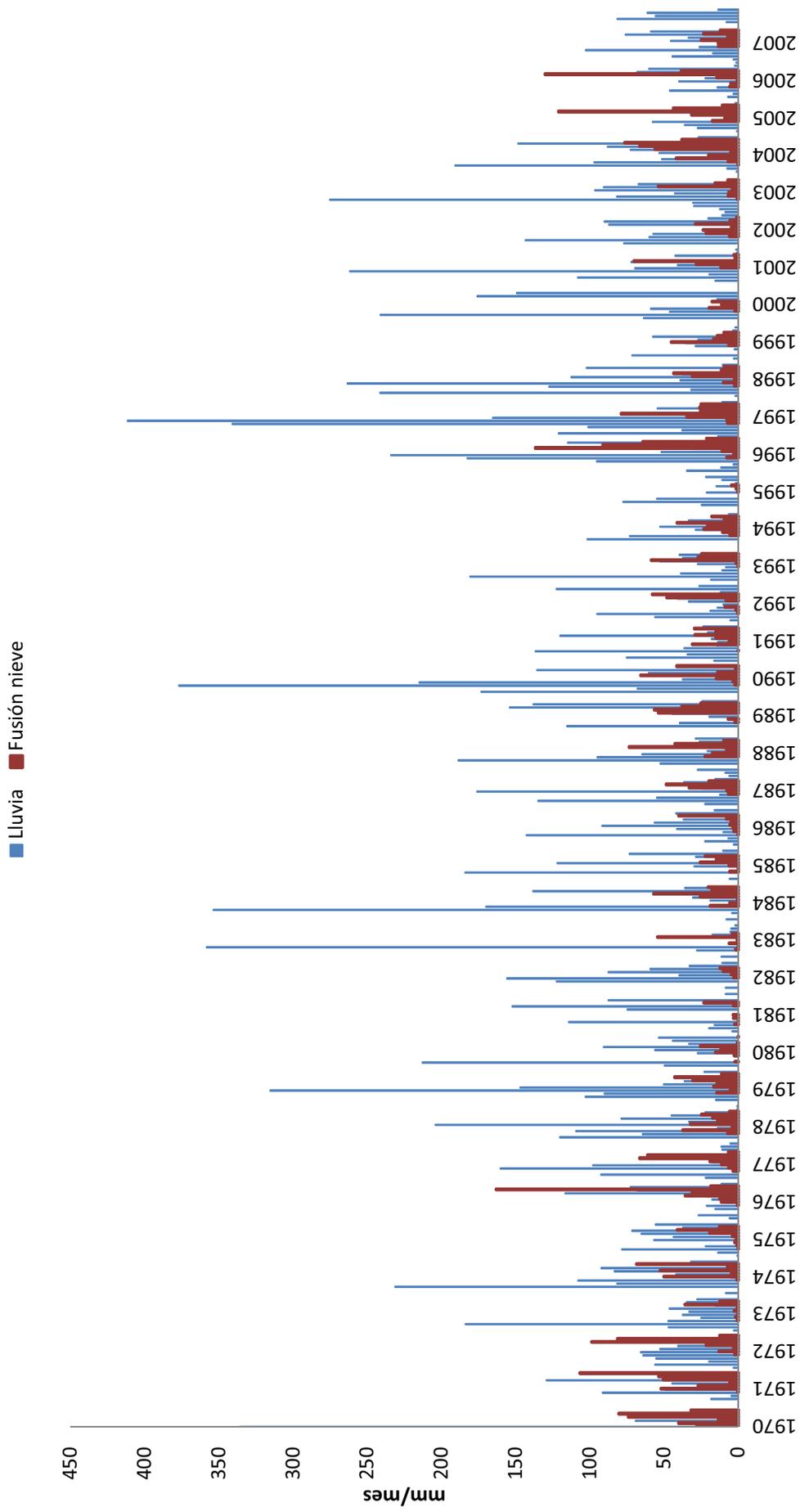


Figura 5.11. Naturaleza de las entradas mensuales a la cuenca para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.

### 5.4.3. Hidrograma resultante.

El hidrograma resultante de la modelización mediante el modelo Grado-día – Tézmez es el siguiente (figura 5.12 y tabla 5.2):

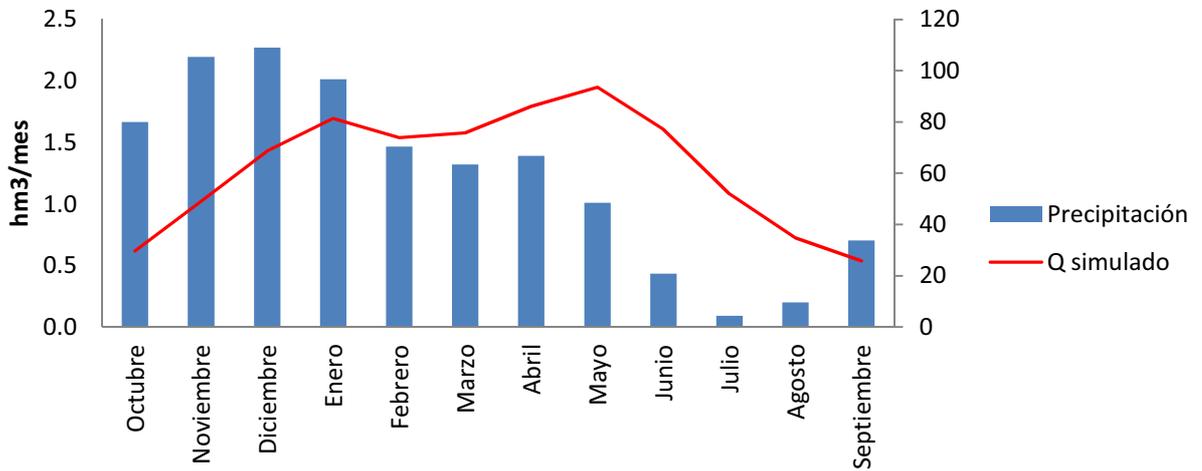


Figura 5.12. Hidrograma medio mensual. Modelo Grado día – Tézmez.

Las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2007, son de 15,57 hm<sup>3</sup>/año. Las aportaciones mensuales simuladas mediante el modelo muestran dos picos anuales en el aporte de la cuenca: uno en Enero y otro en Mayo.

(hm <sup>3</sup> /mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<b>G.D-Tézmez</b>	1.7	1.54	1.58	1.79	1.95	1.61	1.08	0.72	0.54	0.62	1.02	1.43
<b>Medido</b>	1.78	1.57	1.54	1.62	1.85	1.14	0.29	0.05	0.12	0.6	0.99	1.32

Tabla 5.2. Caudales mensuales medios, medido y calculado por el modelo Grado día – Tézmez.

En la siguiente figura (figura 5.13) se muestra la evolución temporal del caudal simulado, durante todo el periodo analizado:

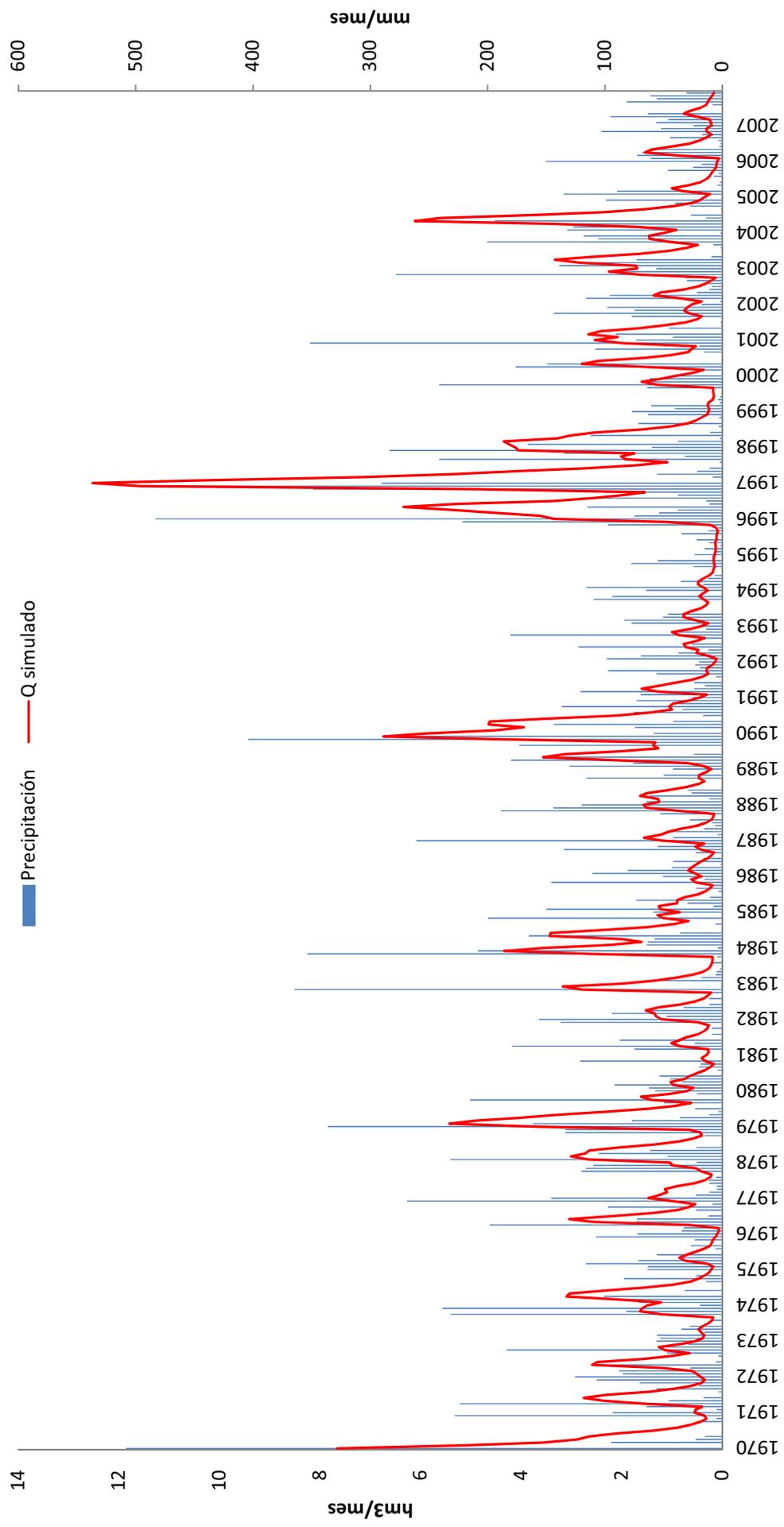


Figura 5.13. Hidrograma de la cuenca para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témez.

#### 5.4.4. Análisis de las componentes del hidrograma

El modelo de precipitación-aportación de Témez permite separar en cada periodo de paso qué componente de la escorrentía total es de origen subterránea y qué componente es de origen superficial. En la *figura 5.14* se muestra la división de los diferentes flujos que forman la escorrentía total del hidrograma medio de la cuenca del río Bérchules, en correspondiente al periodo 1970-2007, mientras que en la *figura 5.15* se hace lo mismo para todo el periodo simulado. La modelización realizada permite comprobar que la aportación del agua subterránea es la más importante (77 %). La aportación de la escorrentía superficial es del 23 %.

En la *figura 5.14*, se puede apreciar como en los meses de verano aun sin producirse apenas precipitación, existe aportación. Esto se debe naturalmente al aporte subterráneo, el cual se puede diferenciar en la *figura 5.14*:

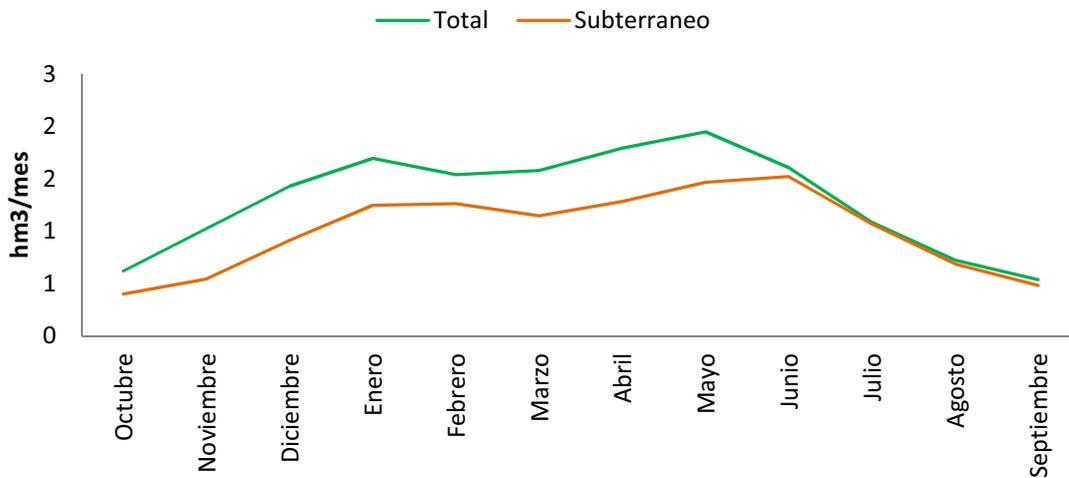


Figura 5.14. Hidrograma superficial y subterráneo medio anual. Modelo Grado día – Témez.

Por otro lado, en la *figura 5.15* se ha representado la evolución temporal de la aportación subterránea y la superficial en el periodo analizado:

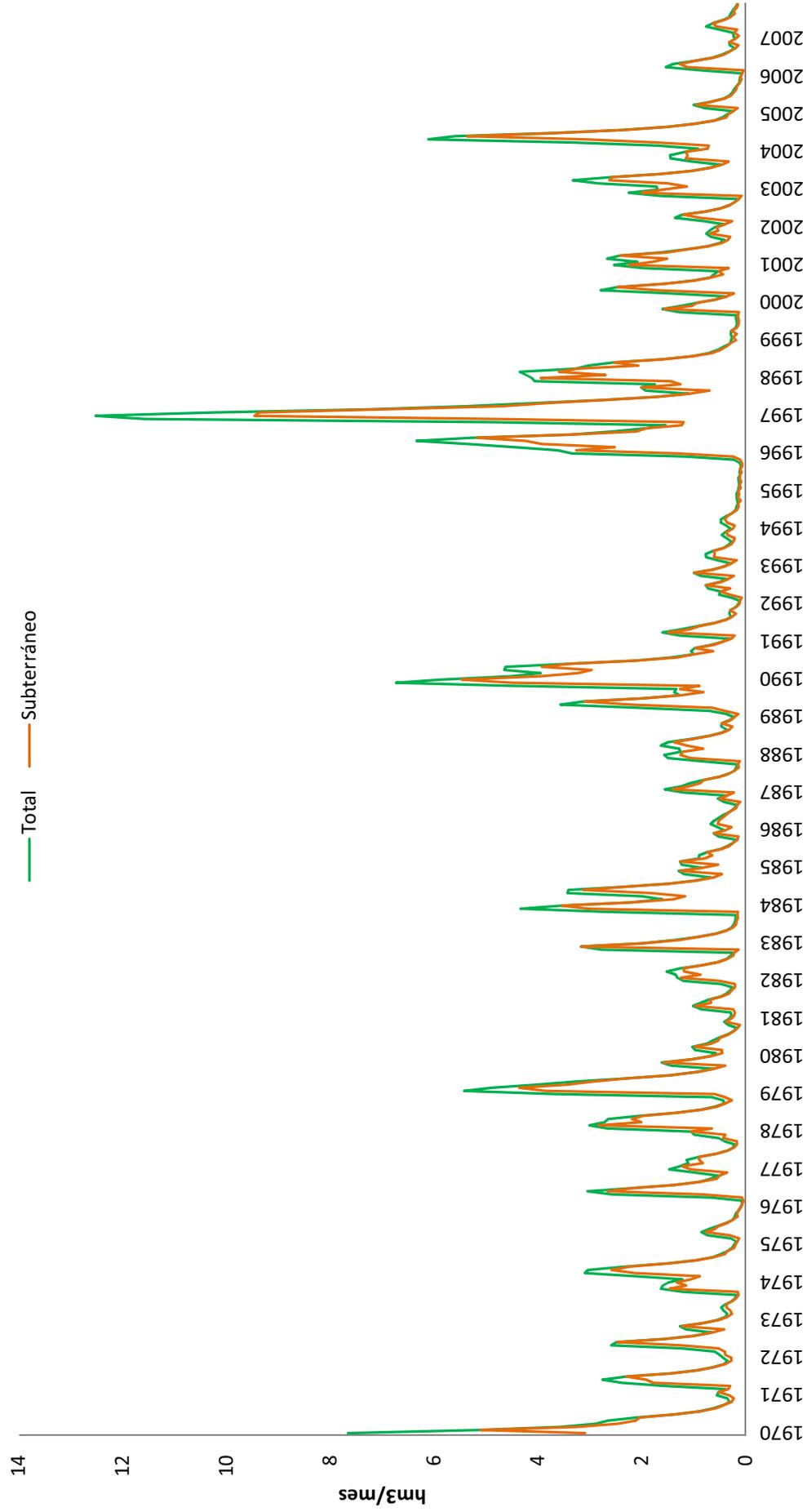


Figura 5.15. Hidrograma superficial y subterráneo para el periodo de estudio. Modelo Grado día – Témex.

## **5.5. Discusión.**

El modelo de precipitación-aportación de Témez tiene amplia aceptación en España y ha sido y es muy utilizado en la simulación de aportes y en la estimación de caudales de avenida en sus diferentes variantes. La incorporación del modelo Grado-día para simular la dinámica nival ha permitido estimar con más precisión los recursos hídricos de la cuenca del río Bérchules. De esta forma, se ha obtenido un coeficiente de correlación de 0.81.

Se ha conseguido muy buena correlación para los meses de invierno y primavera, pero no en los de verano: debido a las extracciones para riego, que Al Alwani (1997) cifra en alrededor de  $3 \text{ hm}^3$  en los meses de estiaje, existe cierta diferencia entre el caudal simulado y el registrado.

De no existir extracciones en el río Bérchules, la correlación entre caudal simulado y real sería más alta. No obstante la calibración no es perfecta y existen algunos periodos en los que no se consigue un buen ajuste. Es el caso del año 1997, un año muy húmedo, en el que el modelo sobreestima el aporte.

Respecto a las aportaciones medias de la cuenca, según el modelo Grado-día – Témez en el periodo 1970-2007, son de  $15,57 \text{ hm}^3/\text{año}$ . Al Alwani en su trabajo para la zona de estudio calculó un coeficiente de escorrentía del 37% (con unas aportaciones totales medias de  $16,5 \text{ hm}^3/\text{año}$ ) correspondientes al periodo 1986-1993. Mediante el modelo Grado-día – Témez las aportaciones totales simuladas se corresponden con un coeficiente medio de escorrentía del 30 % (dato similar al obtenido por Jorge Jiménez (2007) para el periodo 1969-2001).

Los recursos hídricos que intervienen en la dinámica nival son de gran importancia por su papel en la regulación natural de los recursos hídricos. La nieve se acumula en las zonas altas de la cuenca durante el periodo invernal, almacenando el agua hasta la fusión que ocurre en primavera.

El modelo Grado-día – Témez estima que el 20 % de las entradas a la cuenca se producen por la fusión de la nieve. La fusión en la cuenca según el modelo ocurre

desde los meses de Octubre a Junio, siendo los meses de Febrero a Mayo donde ocurre en mayor cuantía.

A lo largo del año, las aportaciones mensuales simuladas mediante el modelo muestran una respuesta propia de los sistemas que presentan un régimen pluvionival; donde existe un aporte por lluvia en las zonas bajas de la cuenca en invierno (Enero), y otro aporte, a finales de primavera (Mayo), por la fusión de la nieve acumulada en las partes altas durante el invierno e inicio de la primavera.

El modelo ha dado como resultado que la regulación de los recursos hídricos se debe mayoritariamente al aporte subterráneo (77 %). Más de  $\frac{3}{4}$  partes del los aportes suponen una elevada regulación, de la cual los micasquitos que afloran en la cuenca son los responsables. El resto (23 %) se corresponde con el aporte superficial.

## **5.6. Conclusiones.**

- La aplicación del modelo de precipitación-aportación de Témez combinando con el modelo del Grado-día ha permitido conseguir una buena reproducción de los caudales reales de la cuenca del río Bérchules, a partir de las series de datos diarios de precipitación y temperatura. En este sentido, se ha conseguido un coeficiente de correlación de 0,81, pese a las notables derivaciones de caudal que se realizan para riego, aguas arriba de la estación de aforo de Narila, y que justifican el desajuste de la calibración durante los meses de estiaje.
- Las aportaciones totales de la cuenca del río Bérchules calculadas con el modelo aplicado, a los datos del periodo 1970-2007, son de 15,57 hm<sup>3</sup>/año, frente a los 12,87 hm<sup>3</sup>/año, medios que se miden en la estación de aforo. La diferencia entre las aportaciones simuladas y las medidas deben estar ocasionadas entre otros aspectos por las derivaciones para riego y por los errores de calibración del modelo.
- La fusión de la nieve, calculada con el modelo del Grado-día – Témez, permite comprobar que el 20 % de las aportaciones se producen por el deshielo en las

partes altas de la cuenca. El resto se debe a las aportaciones de la lluvia directa sobre la cuenca.

- Los resultados del modelo ponen de manifiesto que la componente subterránea de las aportaciones totales de la cuenca del río Bérchules es muy importante. El 77 % es de origen subterráneo, frente al 23 %, de origen superficial.
- La alta inercia en la respuesta hidrológica de esta cuenca parece estar condicionada por la fuerte alteración de la capa más superficial de los micaesquistos nevadofilábrides que afloran en la cuenca y por los efectos de las acequias de careo; estas captan parte de las aportaciones del deshielo y las recargan en la cuenca, disminuyendo de esta forma la componente superficial y favoreciendo la subterránea.
- La aplicación del modelo Grado-día – Témez ha permitido comprobar su validez para simular las aportaciones de la cuenca del río Bérchules. La similitud entre las cuencas hidrológicas que existen en Sierra Nevada puede permitir su aplicación en otras cuencas donde no se disponga de un registro de caudales para calibrar el modelo.

## 5.7. Referencias.

- Alwani, G. 1997. *Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalfeo. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico*. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 pp.
- Auer, A.H.Jr. 1974. The rain versus snow threshold temperature. *Weatherwise* 27:67.
- 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-PA.
- Braithwaite, R.J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology* 41, 153–160.

- Braithwaite, R.J., Olesen, O.B. 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In: Oerlemans. Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology, 219–233.
- Clyde, G.D. 1931. Snow-melting characteristics. Utah Agricultural Experiment Station Bull 231, 1–23.
- Herrero, J. Polo, M.J., Losada, M. 2005. Modelo SWAT aplicado a la cuenca del Río Guadalfeo. Balance hidrológico dentro de un modelo de gestión. En López-Geta *et al.* (2005) pp. 237-248.
- Herrero, J. 2007. *Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 380 pp.
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29, 362–391.
- Jiménez, J., 2007. *Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Guadalfeo*. Trabajo de Investigación. Universidad de Granada, Granada, 177 pp.
- Martinec, J. Rango, A., Roberts, R. 1998. *Snowmelt runoff model (SRM). User manual*. Departamento de Geografía, Universidad de Berna, Suiza.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R., King, K.W. 2002. Soil and water assessment tool. Theoretical documentation. Versión 2000. Blackand Center and Grassland Soil and Water Research Laboratory, Temple, Texas, USA.
- Orozco, I. 2014. *Modelación parsimoniosa y espacialmente distribuida de los procesos de acumulación y fusión de nieve*. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia. 241 pp.
- Rango, A., Martinec, J. 1995. Revisiting The Degree-Day Method For Snowmelt Computations. *Journal of the American Water Resources Association* 31, 657–669.
- Singh, V.P. 1995. Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*, USA.
- Singh, V.P., Haritashya, U.K., Singh, P. 2011. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer, Amsterdam.
- Témez, J.R. 1977. Modelo Matemático de Transformación “Precipitación – Aportación”. Comisión de “Explotación y Garantía”. Grupo de Trabajo de

predicción de precipitaciones y relación entre precipitaciones y caudales.

Asociación de Investigación Industrial Eléctrica (ASINTEL).

Sing, V.P. 1995. Computer models of watershed hydrology. *Water, Resources Publications*, USA.

Vivas, G. Giráldez, J.V., González-Dugo, M.P., Gómez-Landesa, E., Mateos, L. 2005. Estimación de los caudales de fusión de nieve en la cuenca del río Poqueira (Granada) combinando el modelo SRM e imágenes MODIS. En López-Geta et al. (2005) pp. 293-300.

Walter, M.T., Brooks, E.S., McCool, D.K., King, L.G., Molnau, M., Boll, J. 2004. Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperatureindex modeling?. *J. Hydrol.*, 300, 65-75.

## **CAPÍTULO VI**

### **DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES**

#### **6.1. Discusión general.**

El análisis hidrometeorológico realizado en el *Capítulo 3*, ha permitido realizar una primera estimación de los recursos hídricos de la cuenca del río Bérchules.

La precipitación media calculada de la cuenca es de 709 mm/año. El balance de agua en el suelo ha permitido deducir que con una CRAS de 200 mm resulta una LLU de 225 mm/año. Esta cantidad se corresponde con un coeficiente de escorrentía de 0,32 (el 32% de la precipitación se transforma en aportación y la demás se evapotranspira) y una cantidad de 15,2 hm<sup>3</sup>/año de caudal de salida de la cuenca.

Para determinar los recursos hídricos disponibles en la cuenca, y poder diferenciar que porcentaje proviene de agua subterránea o superficial, o de fusión de nieve o de lluvia directa, se han usado dos modelos:

- Modelo HBV, desarrollado por el SMHI (Instituto Sueco de Meteorología e Hidrología) (*Capítulo 4*).
- Modelo de precipitación-aportación de Témez (1977) combinando con el modelo del Grado-día (*Capítulo 5*).

Ambos modelos han dado como resultado unas estimaciones de caudal parecidas, siendo el coeficiente de correlación de los caudales simulados entre ambos modelos muy elevado (*figura 6.1.*).

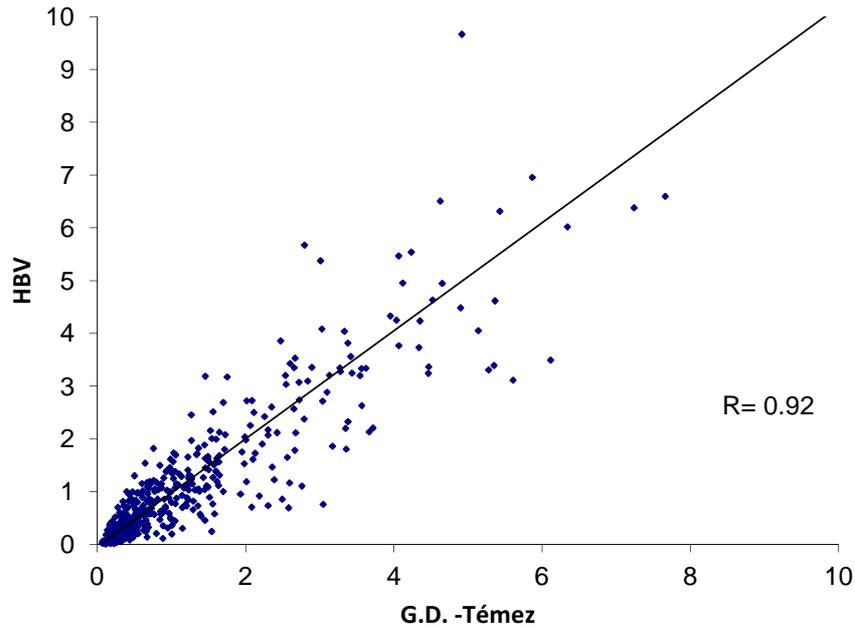


Figura 6.1. Correlación entre los caudales estimados por los modelos Grado día – Témez y HBV.

Los caudales medios anuales simulados por ambos modelos, también han proporcionado unos resultados muy similares entre sí. Además, se consigue una buena reproducción de los caudales medidos en la estación de aforo de Narila, menos en los meses estivales, debido en buena medida a las derivaciones para riego mediante acequias (figura 6.2 y tabla 6.1).

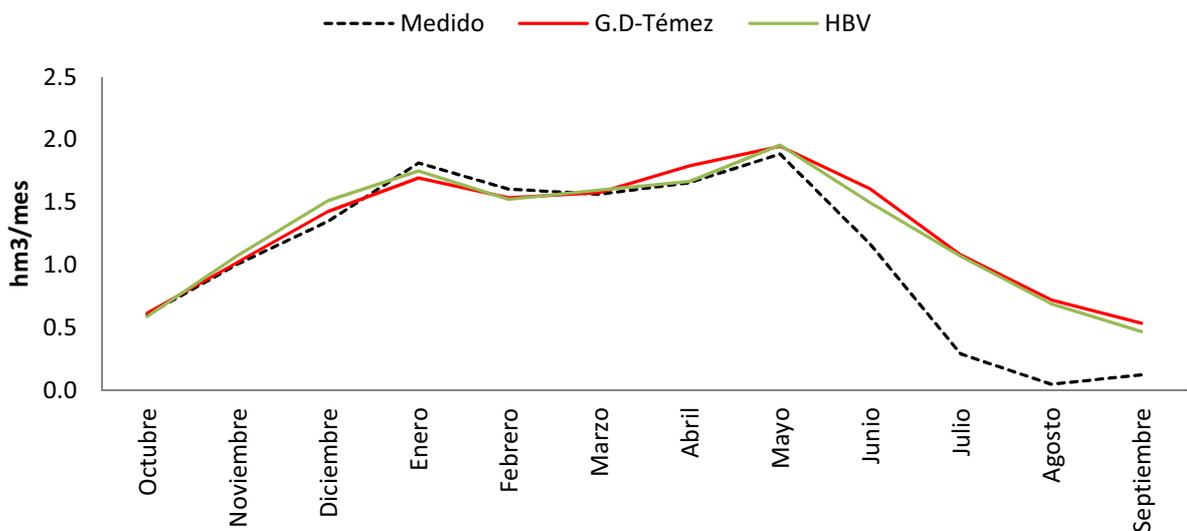


Figura 6.2. Hidrograma medio anual medido y simulado por los modelos Grado día – Témez y HBV.

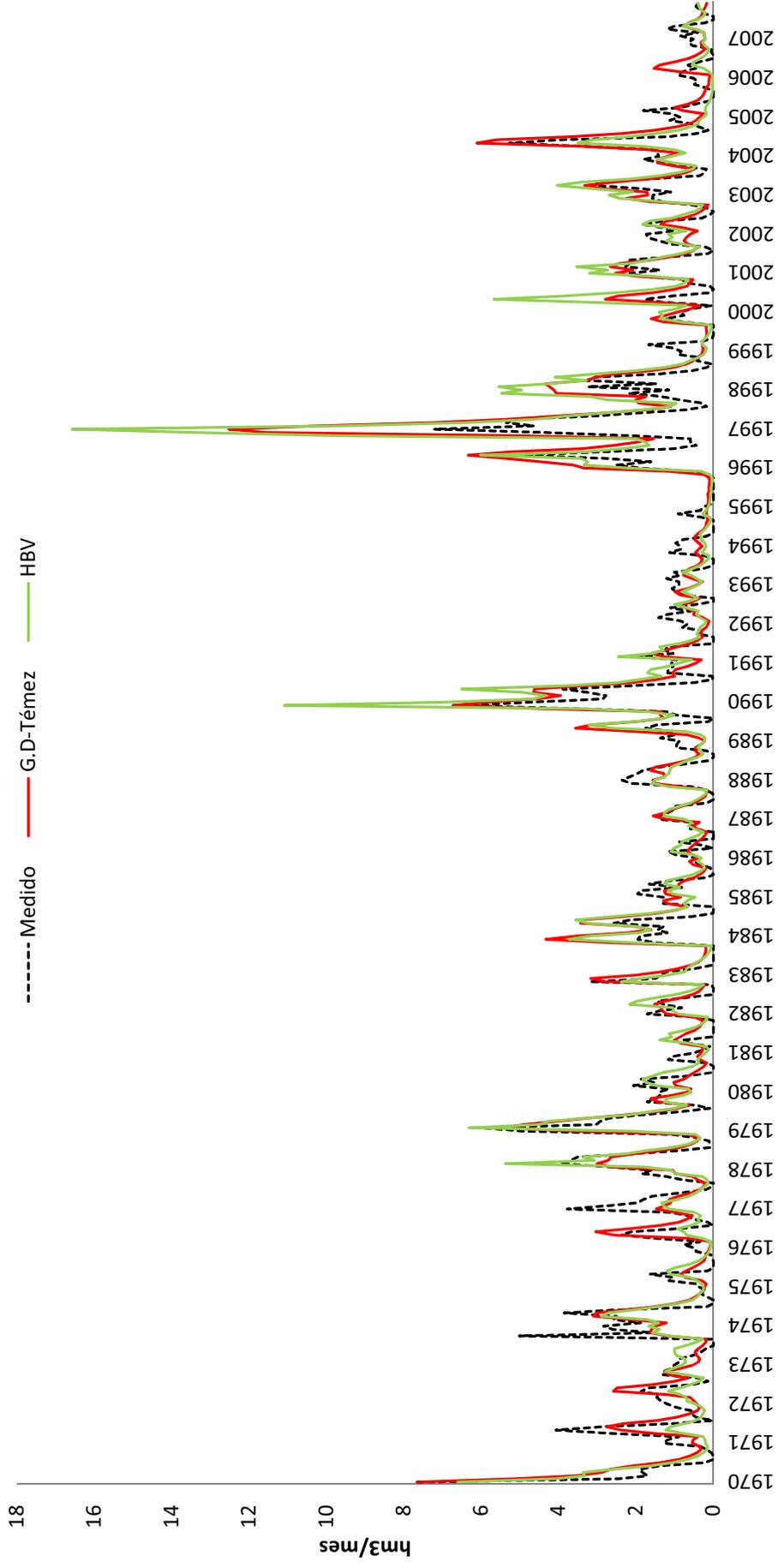


Figura 6.3. Hidrograma medido y simulado para el periodo de estudio por los modelo Grado día – Témez y HBV.

(hm <sup>3</sup> /mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<b>G.D-Témez</b>	1.70	1.54	1.58	1.79	1.95	1.61	1.08	0.72	0.54	0.62	1.02	1.43
<b>HBV</b>	1.75	1.52	1.60	1.67	1.96	1.50	1.07	0.69	0.47	0.59	1.08	1.52
<b>Medido</b>	1.78	1.57	1.54	1.62	1.85	1.14	0.29	0.05	0.12	0.60	0.99	1.32

Tabla 6.1. Caudal medio mensual medido y simulado por los modelos Grado día – Témez y HBV.

A partir de la media del caudal estimado mensual por ambos modelos, y la diferencia con el caudal medido (y despreciando las diferencias en los meses donde no se riega) se estiman unas pérdidas por riego de 2,5 hm<sup>3</sup>/año (tabla 6.2 y figura 6.4) si bien la cantidad extraída debe ser mayor, ya que existirá cierta componente debida al retorno del riego.

(hm <sup>3</sup> /mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
	0.00	0.00	0.05	0.11	0.11	0.42	0.79	0.66	0.39	0.01	0.00	0.00

Tabla 6.2. Caudal que se evapotranspira estimado mediante modelización debido a las extracciones para riego.

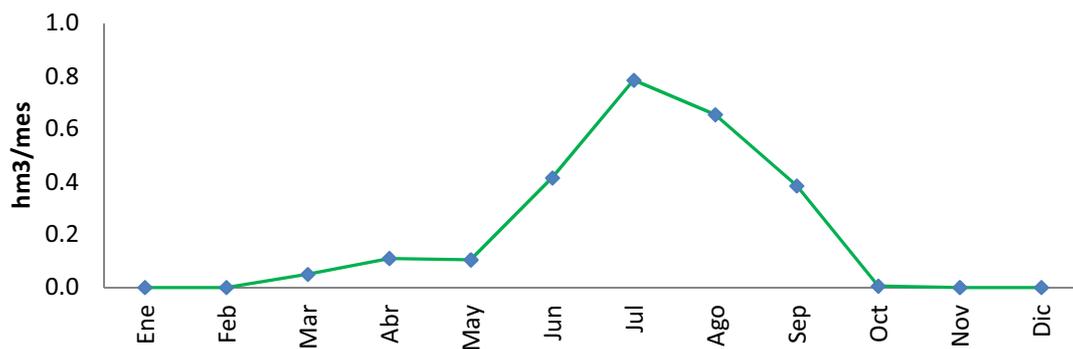


Figura 6.4. Caudal que se evapotranspira estimado mediante modelización debido a las extracciones para riego.

Como se puede apreciar en la figura 6.3 los caudales simulados por ambos modelos, correspondientes al periodo 1970-2007, se comportan de forma muy parecida. Ambos modelos sobreestiman el caudal en el evento lluvioso de 1997, si bien hay casos en los

que un modelo sobreestima y el otro subestima los recursos hídricos respecto a los medidos en un determinado evento lluvioso.

Las aportaciones medias anuales totales de la cuenca del río Bérchules calculadas con el modelo Grado-día – Témez son de 15,57 hm<sup>3</sup>/año, una cantidad muy parecida a los 15,42 hm<sup>3</sup>/año estimados con el modelo HBV. Ambos modelos reproducen un máximo de caudal en los meses de Enero y Mayo, característico de un régimen pluvio-nival, y un mínimo en Septiembre.

A partir de los caudales medidos en la estación de Narila para el periodo 1970-2007, se ha podido observar una tendencia en la disminución de los aportes, sin que se aprecie esta tendencia en la precipitación. El cambio del sistema de cultivo tradicional a intensivo, el abandono de los bancales y el revestimiento e impermeabilización de las acequias de riego, junto con el aumento de la superficie de formación vegetal arbolada del género *Pinus* resultado de la repoblación forestal llevada a cabo en la segunda mitad del siglo XX, han podido producir una disminución de los recursos hídricos disponibles en los ríos de la cuenca. El riego conlleva pérdidas debido a la evapotranspiración, el abandono del laboreo de los bancales y la impermeabilización de las acequias de riego conllevan una menor recarga, mientras que el aumento de la superficie ocupada por el pinar no solo supone un aumento de la evapotranspiración, sino también un aumento de la interceptación del agua de lluvia. Aunque por otro lado, el pinar puede ocupar un papel importante en la dinámica nival al reducir la radiación incidente sobre la nieve.

La dinámica nival juega un papel importante en la regulación de los recursos hídricos de la cuenca, almacenando el agua en forma de nieve durante el invierno y aportando agua mediante la fusión de la nieve a finales de primavera y principios de verano.

Según el modelo Grado-día – Témez, el 20% de las aportaciones se producen por el deshielo en las partes altas de la cuenca, mientras que el modelo HBV estima esta cantidad en un 14 %.

El acuífero es el elemento regulador más importante de la cuenca. Así, el modelo Grado-día – Témez estima la componente subterránea del hidrograma en un 77 %. El modelo HBV aumenta este porcentaje hasta el 86 %.

Esta alta inercia en la respuesta hidrológica de la cuenca debe estar condicionada por la fuerte alteración, debida fundamentalmente a procesos de fracturación y de meteorización, de la capa más superficial de los esquistos nevadofilábrides que afloran en la cuenca y, sobre todo, a los efectos de las acequias de careo.

En efecto, estas acequias captan parte de las aportaciones del deshielo, y las recargan en la cuenca, disminuyendo de esta forma la componente superficial y favoreciendo la subterránea. Estas actuaciones de recarga artificial favorecen la regulación de recursos de la cuenca del río Bérchules, ralentizando su salida y favoreciendo el aumento de su caudal de base.

Así, las acequias de careo cobran vital importancia en Sierra Nevada ya que consiguen varios objetivos: i) alimentar a la vegetación instaurada en las laderas, para favorecer el crecimiento de los pastos, ii) retardar el tránsito del agua a su paso por el medio subterráneo para mantener durante el estiaje el caudal de los manantiales situados en cotas más bajas, iii) aprovechar la capacidad de transporte de los acuíferos para alcanzar zonas de riego, a través de los denominados remanentes, iv) incrementar la baja concentración en sales del agua subterránea para mejorar su calidad como agua de abastecimiento a la población. Es, por tanto, esta técnica un ejemplo claro de simbiosis entre el hombre y su entorno, dado que su mantenimiento es esencial para la conservación del suelo y de distintas especies de flora y fauna.

Es interesante como futura línea de investigación el funcionamiento e influencia de los careos en el funcionamiento de la cuenca, mediante un modelo hidrogeológico distribuido, que permita simular los diferentes escenarios que se puedan derivar del manejo de las acequias de careo por el hombre.

En este sentido, se debe subrayar que para aumentar el grado de conocimiento respecto al funcionamiento hidrológico de esta cuenca, es esencial iniciar su investigación hidrogeológica. Hasta la fecha, el papel del agua subterránea en estas cuencas hidrológicas no ha sido considerado, pese a la notable inercia que se deduce de su hidrograma. El caudal de base del río Bérchules ha permitido mantener sus regadíos tradicionales y unos caudales ecológicos mínimos que han sostenido a una serie de flora y fauna asociada al hidroperiodo de este río. Los previsibles cambios en la precipitación

y la temperatura por los efectos del Cambio Climático y los que ya se están reproduciendo en los usos del suelo, por el creciente aumento de la superficie de agricultura intensiva, requieren de un avance en el conocimiento hidrogeológico de esta cuenca, para conseguir una mejor adaptación a los cambios que se avecinan.

## 6.2. Conclusiones.

- En la cuenca del río Bérchules se ha producido una disminución de los recursos hídricos disponibles durante el periodo 1970-2007, que puede deberse al cambio de la agricultura tradicional a la intensiva, a la impermeabilización de parte de las acequias de riego y la repoblación forestal realizada a mediados del siglo pasado.
- Las derivaciones para riego conllevan una disminución del caudal del río Bérchules en los meses de estiaje, que en la cuenca del río Bérchules se ha estimado en aproximadamente 2,5-3 hm<sup>3</sup>/año.
- El balance de agua en el suelo de la cuenca del río Bérchules, calculado para un valor de la CRAS de 200 mm, supone una LLU anual de 225 mm. Esta cantidad se corresponde con 15,2 hm<sup>3</sup>/año de caudal de salida de la cuenca.
- Las aportaciones totales de la cuenca del río Bérchules calculadas con el modelo Grado-día – Témez, aplicado a los datos del periodo 1970-2007, son de 15,57 hm<sup>3</sup>/año, con una componente subterránea del 77 %.
- Las aportaciones totales de la cuenca del río Bérchules correspondientes al periodo 1970-2007, calculadas con el modelo HBV son de 15,42 hm<sup>3</sup>/año, con una componente subterránea del 86 %.
- La dinámica nival, simulada mediante el modelo Grado-día incorporado en ambos modelos, estima que entre el 14-20 % de los recursos hídricos de la cuenca provienen de la fusión nival.

- La modelización hidrológica a partir de los modelos Grado-día – Témez y HBV, ha permitido estimar y simular los recursos hídricos de una cuenca de alta montaña a partir de tan sólo series diarias de precipitación y temperatura. A su vez, ha permitido diferenciar la componente superficial de la subterránea en el hidrograma, y que porcentaje proviene de lluvia directa o de fusión de nieve.
- Los materiales Nevado-Filábrides de Sierra Nevada tienen interés acuífero ya que a través de sus fracturas y, sobre todo, de las franjas de derrubios y de alteración, circulan volúmenes significativos de agua.
- Los esquistos Nevado-Filábrides que afloran en la cuenca, el abancalamiento del terreno, las acequias de riego y las de careo y la dinámica nival, contribuyen a regular los recursos hídricos de la cuenca, disminuyendo la componente superficial y favoreciendo la componente subterránea. La importante componente subterránea, que se desprende de la respuesta del sistema, requiere de un mayor esfuerzo por parte de las administraciones competentes en la investigación hidrogeológica de los acuíferos en rocas duras de alta montaña. Se entiende que para tomar medidas adecuadas ante el actual escenario de cambio climático se requiere entender qué papel juegan el deshielo, la circulación del agua subterránea y la recarga que se realiza con las acequias de careo, en el retardo de la salida del agua de la cuenca.
- Pese a los buenos resultados conseguidos, para conocer cómo influye el manejo del uso del agua que se realiza en la cuenca del río Bérchules, y en general en la Alpujarra de Granada, se requiere la investigación hidrogeológica de la cuenca. Por lo tanto, la modelización del flujo mediante códigos distribuidos, y la adquisición distribuida de información hidrogeológica (profundidad de la zona de alteración, piezometrías, permeabilidad, coeficiente de almacenamiento) permitiría conocer cuál es el efecto de retardo que se produce de forma natural en el acuífero y cuál es el que se debe al manejo del agua que el hombre viene haciendo desde antiguo en la Alpujarra. Calibrado este modelo, se podrán simular diferentes escenarios de uso del agua con los que optimizar la mejor solución para garantizar los riegos, mantener los ecosistemas, y los caudales mínimos en los ríos durante el estiaje.

