



INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE ACUÍFEROS DE ALTA MONTAÑA SOMETIDOS A USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA. CABECERA DEL RÍO BÉRCHULES (SIERRA NEVADA, GRANADA)

INFORME FINAL
Diciembre de 2015

El presente informe ha sido realizado por el Instituto Geológico y Minero de España para la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía.

Dirección técnica, coordinación y redacción de la Memoria Final:

Sergio Martos Rosillo (IGME)
Antonio González Ramón (IGME)

Autores (Cartografía geológica y de formaciones superficiales):

Carlos Marín Lechado (IGME)
Francisco Moral Martos (Universidad Pablo de Olavide)
Antonio González Ramón (IGME)
Antonio Pedrera Parias (IGME)

Autores (Inventario de puntos de agua y caracterización de acequias de careo)

Antonio González Ramón (IGME)
Carlos Marín Lechado (IGME)
Sergio Martos Rosillo (IGME)

Autores (Diseño y seguimiento de una red de control foronómica e hidroquímica)

Sergio Martos Rosillo (IGME)
Antonio González Ramón (IGME)
Iñaki Vadillo Pérez (Universidad de Málaga)
Pablo Jiménez Gavilán (Universidad de Málaga)
Juan Antonio Barberá Fornell (Universidad de Málaga)

Autores (Prospección geofísica)

Ana Ruíz Constan (IGME)
Antonio Pedrera Parias (IGME)
Jesús Galindo Zaldívar (Universidad de Granada)
Francisco José Martínez Moreno (Universidad de Granada)
Manuel Martínez Martos (Universidad de Granada)
Antonio González Ramón (IGME)
Sergio Martos Rosillo (IGME)

Autores (Modelos de precipitación-aportación, evaluación de la recarga y modelo de flujo)

Carolina Guardiola Albert (IGME)
Jorge Jódar Bermúdez (Universidad Politécnica de Cataluña)
José Antonio Cabrera Arrabal (Universidad de Málaga)
Sergio Martos Rosillo (IGME)

ÍNDICE

1. Introducción

- 1.1. Justificación del estudio
- 1.2. Objetivos
- 1.3. Localización del área investigada

2. Metodología

- 2.1. Métodos de campo
- 2.2. Métodos de laboratorio
- 2.3. Métodos de gabinete

3. Análisis de los datos meteorológicos y balance de agua en el suelo

- 3.1. Introducción
- 3.2. Material y métodos
- 3.3. Resultados

4. Marco geológico y geomorfológico

- 4.1. Contexto geológico
- 4.2. Descripción litológica
- 4.3. Estructura
- 4.4. Rasgos geomorfológicos de la cuenca y cartografía de formaciones superficiales

5. Hidrología de la cabecera del río Bérchules

- 5.1. Descripción de la cabecera del río Bérchules
- 5.2. Las acequias
- 5.3. Manejo del agua en la cuenca del río Bérchules
- 5.4. Análisis de las aportaciones del río Bérchules en distintos tramos de su cuenca
- 5.5. Consideraciones finales

6. El Acuífero Superficial de Bérchules

- 6.1. Geometría y límites
- 6.2. Inventario de puntos de agua
- 6.3. Modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico

7. Caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua en la cuenca del río Bérchules

- 7.1. Características físico-químicas
- 7.2. Isótopos ambientales
- 7.3. Principales conclusiones

8. Evaluación de los recursos hídricos de la cabecera del río Bérchules y descomposición del hidrograma mediante el código HBV

- 8.1. Introducción
- 8.2. Calibración del modelo HBV
- 8.3. Actualización del modelo HBV al año hidrológico 2014-2015
- 8.4. Conclusiones de la calibración del modelo HBV

9. Evaluación de la recarga subterránea del Acuífero Superficial de Bérchules mediante Visual Balan

9.1. Introducción

9.2. Visual Balan

9.3. Resultados

10. Simulación matemática del flujo subterráneo en la margen derecha del río Bérchules

10.1. Introducción

10.2. Modelación del flujo subterráneo con Visual-Modflow

10.3. Conclusiones

11. Balance hídrico de la cuenca del río Bérchules y modelo conceptual de funcionamiento

12. Resumen y conclusiones

ANEXOS

ANEXO I. Calibración y explotación del modelo agregado HBV de las cuencas hidrológicas de los ríos Bérchules y Mecina en el ámbito de Sierra Nevada (Granada).

ANEXO II. Actualización del modelo HBV de la cuenca hidrológica del río Bérchules para el periodo 2014-2015 y modelización del flujo subterráneo de una sección vertical.

1. Introducción

1. 1. Justificación del estudio

En la margen sur de Sierra Nevada nace una densa red de ríos que la surcan en dirección, fundamentalmente, norte-sur. Las aguas drenadas por estos ríos son la principal fuente de suministro para abastecimiento a la población y para regadío, tanto en la propia sierra como aguas abajo, además de mantener a numerosos ecosistemas asociados. En este sentido, el especial valor ecológico de los ecosistemas que existen en las cumbres de Sierra Nevada, además de otros aspectos de tipo paisajístico y cultural, han hecho que este relieve fuese declarado Reserva de la Biosfera, en 1986, y Parque Nacional, en 1999.

El régimen de funcionamiento de los ríos, que nacen en la margen sur de Sierra Nevada, suele ser de tipo nival con un máximo de caudal que coincide con la época de deshielo, en mayo-junio. Pese a ser ríos desarrollados sobre materiales metamórficos y en cuencas hidrológicas con una elevada pendiente, presentan una alta componente subterránea en sus hidrogramas, siendo frecuente que más del 40 % de las aportaciones totales sea de origen subterráneo (Al-Awani, 1997). El origen de esta alta componente subterránea está estrechamente vinculado con el manejo del agua que se realiza en Sierra Nevada desde la época medieval. La densa red de acequias existente permite que buena parte del agua de deshielo se detraiga de la cabecera de los ríos para ser infiltrada en la zona alta de las laderas, mediante acequias de careo, además de ser utilizada para el riego de pastos. El agua infiltrada en la zona de alteración de las rocas metamórficas discurre lentamente ladera abajo para alimentar a las surgencias que permiten el abastecimiento de la población local y el regadío de las parcelas situadas a mayor altitud. A su vez, el caudal drenado por los numerosos manantiales, alimentados por las acequias de careo, contribuye a incrementar el caudal de las acequias de regadío, que funcionan durante el estiaje y riegan las zonas de vega desarrolladas junto a los cauces principales. Por otro lado, los importantes retornos de regadío que se generan con el riego a manta, contribuyen a aumentar la recarga del acuífero y por tanto a incrementar el caudal de base de los ríos, dado que estos constituyen la principal zona de descarga del acuífero desarrollado en la zona de alteración de los esquistos. Este sistema de manejo del agua, implantado desde la conquista árabo-beréber del siglo VIII, en La Alpujarra, provocó una notable transformación del paisaje de Sierra Nevada, donde las terrazas de cultivo y los pastos coexisten con ecosistemas de alto valor ecológico, en los que destaca una vegetación propia de zonas más húmedas, en un contexto general de vegetación mediterránea adaptada a condiciones de mayor sequedad (Espín et al., 2010).

Este frágil equilibrio alcanzado entre el hombre y el medio, construido durante los últimos siglos en Sierra Nevada, se enfrenta a una gran crisis. La progresiva desaparición de las formas de explotación agrícola tradicional, el abandono de numerosas acequias de careo y los notables cambios en el uso del territorio que se han producido en Sierra Nevada en los últimos 50-60 años tienen unas notables repercusiones en las relaciones río –acuífero y, por

tanto, en el régimen de funcionamiento de los ríos, que no han sido estudiadas, hasta la fecha, desde un punto de vista hidrogeológico.

Pese al interés ambiental y social de Sierra Nevada, existe un gran desconocimiento del funcionamiento hidrológico e hidrogeológico de sus cuencas de alta montaña. Se carece de datos referentes a su balance hídrico, no se ha estudiado la relación entre los ríos y los acuíferos que los alimentan, tampoco se ha evaluado el papel que juega la técnica de careo en el funcionamiento de este tipo de ríos, ni se han controlado las cantidades de agua trasferidas entre cuencas mediante las acequias, entre otros muchos aspectos.

Por lo anterior, el Consejo de Participación del Espacio Natural de Sierra Nevada, en reunión conjunta de las Comisiones de Infraestructuras, Equipamientos y Servicios y Conservación e Investigación solicitó la realización de un estudio hidrogeológico en las zonas en que no se conoce suficientemente la disponibilidad real de los recursos hídricos, con ámbito prioritario en la Alpujarra Alta. Ante esta demanda, la Dirección General de Planificación y Gestión del Dominio Público Hidráulico encomendó a la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía (AMAYA), la realización del servicio “Investigación hidrogeológica de acuíferos de alta montaña sometidos a explotación intensiva del agua subterránea. Cabecera de los ríos Grande de Bérchules y Mecina (Granada)”, que finalmente fue adjudicado al Instituto Geológico y Minero de España.

La Memoria que se presenta en este informe constituye la última entrega de documentación en relación con el citado servicio. A este respecto, debe ser indicado que a lo largo de la realización de esta licitación y como se constata en el Informe Técnico del Contrato, del 7 de julio de 2015, se ha considerado conveniente, debido a la escasa información hidrológica existente, concentrar la investigación en la cuenca del río Bérchules.

1. 2. Objetivos

El objetivo general que se contempla en el Servicio de Investigación licitado por la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía consiste en **caracterizar el funcionamiento hidrogeológico del acuífero de alta montaña existente en la cabecera del río Bérchules**.

Se trata por tanto de obtener resultados prácticos que ayuden a la gestión racional de los recursos hídricos y de aplicar metodologías novedosas que podrán ser utilizables en otras cuencas de cabecera del Espacio Natural de Sierra Nevada (Parque Nacional y Parque Natural), así como en otras zonas de alta montaña del ámbito andaluz.

Como objetivos específicos, en el Servicio de Investigación, se indican los que se detallan a continuación:

1. Caracterizar el funcionamiento del sistema río – acuífero en la cabecera del río Bérchules y establecer un balance hídrico preliminar, que permita cuantificar la disponibilidad o el déficit de recursos hídricos en esta cuenca.
2. Evaluar los efectos hidrológicos de la técnica de careo. Con este Servicio de Investigación se pretende cuantificar la repercusión de las operaciones de careo en este río.
3. Establecer los caudales de drenaje de la cuenca tanto en su cabecera como a su salida, para poder hacer una gestión de los recursos hídricos que mantenga el equilibrio entre los ecosistemas de la zona y el desarrollo agropecuario y social. Para ello, será necesario poner en marcha una red de control del agua superficial con la que generar series de datos hidrológicos para la mejora continua del conocimiento de estos sistemas hídricos.
4. Plantear distintos métodos de investigación que puedan servir para caracterizar lo mejor posible acuíferos y ríos de alta montaña sometidos a uso intensivo del agua.
5. Presentar una contribución que pueda ser útil para evitar que los problemas detectados en esta cuenca, que por el momento están localizados, se extiendan de forma generalizada al resto de ríos que nacen en Sierra Nevada.

1. 3. Localización del área investigada

El río Bérchules se sitúa en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Alpujarra granadina), en término municipal de Bérchules, en la provincia de Granada. Este río constituye el afluente más oriental de la cabecera del río Guadalefo. A excepción de su extremo meridional, la cuenca hidrológica investigada se encuentra integrada en el Parque Nacional de Sierra Nevada y en el Parque Natural de Sierra Nevada.

La zona de estudio se sitúa en la cuenca media y alta del río Bérchules, aguas arriba de la población de Narila, donde se ubica una estación de aforo que define el límite meridional del área investigada. La cabecera del río Bérchules está caracterizada por presentar una planta de morfología alargada, con una longitud aproximada de 15 km en dirección norte-sur y una anchura media cercana a 5 km (Figura 1.1). La parte estudiada de la cuenca del río Bérchules, posee una superficie de 67,63 km². Este territorio limita al oeste con la cuenca del río Trevélez, al este con la del río Mecina y por el extremo septentrional, la línea de cumbres de Sierra Nevada marca la divisoria con la cuenca del río Guadix.

Los apenas 739 habitantes (censo de 2015) de la zona investigada se distribuyen entre las poblaciones de Bérchules (566 hab) y Alcútar (173 hab).

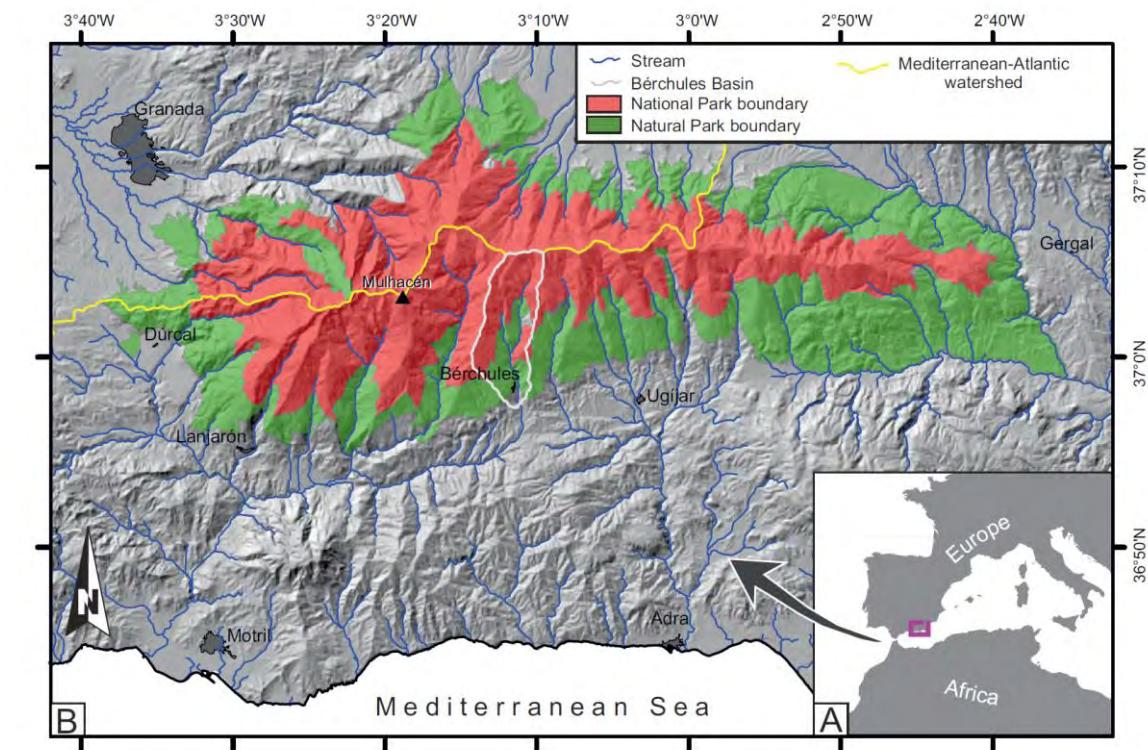


Figura 1.1. Situación de la zona de investigación.

2. Metodología

El estudio de las cuencas hidrológicas desarrolladas en zonas de alta montaña y en rocas duras suele ser complejo. Para conseguir resultados satisfactorios es imprescindible el empleo de distintas técnicas, a ser posible independientes entre sí, que permitan obtener resultados contrastados y coherentes. Se exponen a continuación, de forma resumida, los métodos utilizados agrupados según el esquema clásico de métodos de campo, de laboratorio y de gabinete.

2.1 Métodos de campo

El trabajo de campo realizado ha permitido desarrollar las siguientes tareas:

- Cartografía geológica y de formaciones superficiales

En la cuenca del río Bérchules se ha realizado una cartografía geológica y de formaciones superficiales. Para la elaboración de estas cartografías se ha hecho un trabajo de reconocimiento geológico de campo junto con el apoyo de la técnica de fotointerpretación 3D. La fotointerpretación 3D consiste en una novedosa metodología que permite la fotointerpretación directa en entorno 3D. Para ello se ha utilizado el programa GOCAD en el que se representa el modelo digital del terreno (MDT) del Instituto Geográfico Nacional, de 5x5 metros de resolución. Con este MDT se han superpuesto diferentes series de ortofotografías realizadas en fechas distintas. Sobre este modelo 3D es posible realizar una fotointerpretación más efectiva, con diferentes niveles de zoom y diferentes perspectivas (Figura 2.1). El resultado de la fotointerpretación ha sido finalmente revisado en campo por personal cualificado del IGME.



Figura 2.1. Vista en 3D del modelo digital del terreno de 5x5m del IGN con la ortofotografía PNOA de 0,5 m de resolución.

Para la realización de la cartografía geológica se ha utilizado como base la Cartografía Geológica Digital Continua (GEODE) del IGME. La cuenca del río Bérchules se enmarca dentro de cuatro hojas geológicas MAGNA (1027, 1028, 1042 y 1043). Cada hoja geológica MAGNA tiene una leyenda distinta y los contactos entre los límites de hoja no coinciden totalmente con los contactos de las hojas contiguas, como consecuencia de la diferente fecha de realización de la cartografía. Sin embargo, la cartografía GEODE es una cartografía donde existe continuidad entre los límites de las hojas geológicas y mantienen una leyenda única para toda la Zona Interna de la Cordillera Bética. También se ha incorporado a la cartografía la presencia de diaclasas y fracturación a partir de la fotointerpretación 3D y las correspondientes jornadas de campo.

- Inventario de puntos de agua y revisión de la infraestructura hidráulica existente

Se ha realizado un exhaustivo inventario de puntos de agua subterránea en la cuenca del río Bérchules. Para esta labor se ha llevado a cabo la recopilación de la información previa, existente en las fichas de inventario de la Base de Datos de AGUAS del IGME. Asimismo, se incorporó la información facilitada por la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía, referente a los sondeos de explotación. Posteriormente, se realizó un inventario en campo de los puntos de agua subterránea (sondeos, pozos, manantiales, etc.) obteniendo su posición geográfica mediante receptores GPS. Los manantiales asociados a las zonas de borreguiles son especialmente visibles a partir de la fotografía aérea. A partir de la fotointerpretación 3D se reconocieron numerosos puntos de surgencia de aguas subterráneas. El inventario se completó con el estimable apoyo de los Agentes del Parque Nacional de Sierra Nevada. Toda la información generada se ha almacenado de forma georeferenciada en ArcMap.

Por otro lado, se ha revisado la información cartográfica de las acequias existentes en la cuenca del río Bérchules. Este trabajo se ha llevado a cabo mediante el reconocimiento de campo, en el que, de nuevo, debe ser destacada la inestimable colaboración tanto de los Agentes de Medio Ambiente del Parque Nacional como de la Comunidad de Regantes de Bérchules. Posteriormente, mediante los datos georeferenciados mediante GPS en campo, se trabajó en gabinete y se completó y corrigió el trazado de algunos tramos de acequias, generando la correspondiente capa de información en un SIG.

- Evaluación de parámetros hidráulicos en sondeos

La evaluación de parámetros hidráulicos como la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento son necesarios para la posterior modelización del flujo subterráneo de un acuífero. Para evaluar estos parámetros se deben realizar ensayos de bombeo y ensayos de tipo slug en los diferentes sondeos construidos que lo permitan. En este sentido la Unidad del IGME de Granada dispone de una unidad móvil 4x4 modelo Volkswagen Transporter, en la que hay equipado un grupo eléctrico y un juego de bombas GRUNDFOS, con su correspondiente material auxiliar (tubería de impulsión roscada, caudalímetro, etc) que permite la realización, de forma autónoma, de ensayos de bombeo en pozos de pequeño diámetro.

La medición automática del caudal de bombeo y de la variación del nivel, con sensores de medida de presión de tipo diver, permite el cálculo de los parámetros hidráulicos del acuífero. Este mismo tipo de sensores junto con el utilaje disponible para la perturbación instantánea del nivel piezométrico permite la realización de ensayos slug. En este sentido, debe ser subrayado que el IGME dispone de un software de elaboración propia, el código SlugIn 1.0, para la interpretación automática de ensayos slug.

Pese a la existencia del instrumental para la realización de este tipo de pruebas, tan solo ha sido posible realizar un ensayo slug en uno de los pozos existentes en la cabecera de la cuenca del río Bérchules. La práctica totalidad de los pozos realizados están entubados con tubería de 180 mm de diámetro e instalados con bombas electro-sumergibles sin tubos de control piezométrico. Este tipo de instalación impide la realización de lecturas de nivel piezométrico y por tanto de ensayos de bombeo con los que determinar los parámetros hidráulicos del acuífero. No obstante, como se ha indicado, en uno de los sondeos existentes, situado en un punto de coordenadas UTM X= 481939, Y = 4092116, que no se encontraba instalado (ahora lo está) se intentó realizar un primer ensayo de bombeo, pero la bomba, pese a su escaso diámetro no pudo descender por debajo del nivel piezométrico (Figura 2.2) y por ello se procedió a la realización de un ensayo slug (Figura 2.3). El ensayo ha sido interpretado por el método de Cooper, Bredehoeft y Papadopoulos (1967) con el código SlugIn 1.0 desarrollado por el IGME.



Figura 2.2. Detalle de la instalación fallida del equipo de bombeo del IGME en uno de los pozos de la cuenca del río Bérchules. Una reducción de diámetro en la perforación impedía el descenso del equipo de bombeo.



Figura 2.3. Imagen de la barra de PVC macizo empleada para la realización de un ensayo slug en la cuenca del río Bérrchules.

- Campaña de prospección geofísica

Con el objetivo de mejorar el conocimiento de la geometría y la estructura de la Sima de Bérrchules (zona principal de infiltración de agua procedente de la acequia de careo del Espino) (ver epígrafe 5.2) se ha realizado una campaña de prospección geofísica eléctrica, consistente en tres tomografías eléctricas en la citada zona de careo, en la terminación de la acequia de El Espino. Se ha utilizado un tomógrafo Terrameter SAS 4000 con cuatro canales de entrada, perteneciente a la Universidad de Granada (Figura 2.4). El equipo tiene una resolución de $25 \mu\text{V}$, tres rangos de medición automática ($\pm 250 \text{ mV}$, $\pm 10 \text{ V}$ y $\pm 400 \text{ V}$) y una precisión y seguridad mayor del 1% en todo el rango de temperaturas.

El equipo está formado por una unidad central que contiene un ordenador para transmitir los datos desde la microcomputadora insertada en el equipo, una batería de alimentación y una caja de conexiones. Además, se ha utilizado el sistema de cables LUND compuesto por 4 bobinas de cable de 100 m de longitud cada una, 80 piquetas de acero inoxidable y conectores para emitir y recibir la electricidad del terreno. La corriente consiste en pulsos de polaridad opuesta, con una intensidad máxima de 1 Amperio, separados por periodos de espera. La adquisición de datos se realiza a lo largo de perfiles. La separación entre electrodos delimita la profundidad de penetración. Para este trabajo se han realizado perfiles de entre 180-240 m de longitud, con una separación entre electrodos de 3 m y en los que se ha profundizado alrededor de 40 m. Una vez obtenidos los datos, se transmiten de la microcomputadora del equipo a un ordenador donde se transforman los datos en un archivo de texto. En dicho archivo se introducen los datos de topografía obtenidos mediante GPS y/o Nivel Auto Laser. El software utilizado para este trabajo ha sido RES2DINV v 3.55, de

Geotomo Software. Este programa de inversión permite obtener modelos de resistividad y polarización inducida reales a partir de las pseudosecciones de resistividad y polarización inducida aparentes registradas



Figura 2.4. Equipo de tomografía eléctrica. (a) Ajuste del equipo para toma de datos. (b) Pantalla Abem Terrameter durante realización de medida. (c) Instalación del perfil (d) Equipo de medida.

- **Diseño y seguimiento de una red de control hidrológica, piezométrica, foronómica (manantiales, tomas en acequias, acequias de careo, y boqueras) e hidroquímica.**

Esta actividad es uno de los pilares fundamentales de cualquier investigación hidrogeológica. La obtención de datos de caudal en ríos y acequias es fundamental para reconstruir el régimen de funcionamiento de la cabecera de estos ríos y para, de esta forma, poder calibrar la recarga natural, más la artificial provocada por los careos. Además, el estudio de la relación río-acuífero y de la recarga requiere de series temporales de datos piezométricos. En este sentido conviene destacar que la ausencia de puntos de control piezométrico en esta cuenca hidrológica y la reticencia, por parte de los pocos usuarios que no tienen sus pozos

instalados, ha impedido la instalación de sensores de control piezométrico en este acuífero. Por otro lado, esa ausencia de puntos de control piezométrico va a impedir realizar un mapa piezométrico real del acuífero, limitando la realización de modelos de flujo distribuidos.

Para el establecimiento de la red de control foronómico se ha contado con la participación de los técnicos de la Agencia de Medio Ambiente y Agua (AMAYA), que plasmaron sobre un SIG la información georeferenciada disponible respecto a la cartografía de acequias y la información recopilada mediante distintas visitas realizadas a la Comunidad de Regantes de Bérrchules. El posterior reconocimiento de la cuenca del río Bérrchules permitió diseñar la red de control foronómico que se ha incluido en la Figura 2.5. Por otro lado, en esa misma figura se indican los puntos de agua en los se ha realizado una analítica de elementos mayoritarios y de isotopos ambientales.

En los puntos de control hidrométrico seleccionados se han realizado aforos mediante micromolinete y/o mediante un aforador salino (modelo SalinoMADD, de la casa MADDThegnologies Sàrl), cuando la turbulencia del flujo era elevada o cuando la sección a aforar era muy irregular. El molinete utilizado consiste en un micromolinete modelo C2 10.150, de la marca OTT. Las hélices junto con el micromolinete han sido calibradas por OTT con 8 velocidades diferentes en un carro remolque que se desplaza en un canal con agua estanca, siguiendo la norma ISO 3455. Junto al molinete se ha utilizado un contador OTT Z400. Para posicionar los puntos de aforo se utilizó un GPS modelo MAPCX de la marca GARMIN. El procedimiento de realización de los aforos se ha hecho mediante el método de área-velocidad. Para el cálculo de los caudales de aforo se ha utilizado una hoja de cálculo Excel, programada por el Instituto Geológico y Minero de España.

La curva de gastos de las secciones en las que se han instalado sensores de altura de agua, está siendo mejorada por el IGME. Estas, se han hecho contrastando los datos de la altura de la lámina de agua en una sección fija con los de caudal medido con micromolinete o con el aforador salino, en esa misma sección, de forma aproximadamente mensual. Las medidas de la altura de la lámina de agua se han realizado de forma horaria con limnígrafos automáticos de capacitancia marca ODYSSEY, instalados por técnicos de la AMAYA en los emplazamientos seleccionados por personal del IGME. Estos limnígrafos se han programado para registrar con una cadencia horaria la capacitancia de un semiconductor sumergido en el agua, señal que es transformada en altura de la lámina de agua, previa calibración del sensor. Los datos son almacenados en un logger incorporado en el limnígrafo que se descarga mediante un PC portátil de forma aproximadamente mensual. Estos datos, en bruto, son enviados al IGME, en donde son convertidos a valores de caudal, según la curva de gasto correspondiente. Existen distintas secciones de aforo, especialmente en acequias de riego, en donde los sensores han sido destruidos deliberadamente. Por este motivo se ha optado por aforar directamente y recopilar los datos durante un año hidrológico para hacer una estimación aproximada del caudal derivado por estas acequias. Por otro lado, algunos sensores se han instalado con cierto retraso, respecto al inicio del año hidrológico, por lo que los datos de los primeros meses se limitan a las medidas directas realizadas. Los hidrogramas elaborados están actualizados hasta la última de las entregas de datos de la altura de lámina de agua facilitada por la AMAYA. En la mayoría de las secciones de control se dispone de información

hasta la finalización del año hidrológico. Debe ser destacado que las curvas de gasto no están aún bien calibradas. Durante el año hidrológico controlado (2014-2015) los caudales han sido muy reducidos y constantes, por lo que las curvas no están bien ajustadas para valores elevados de caudal.

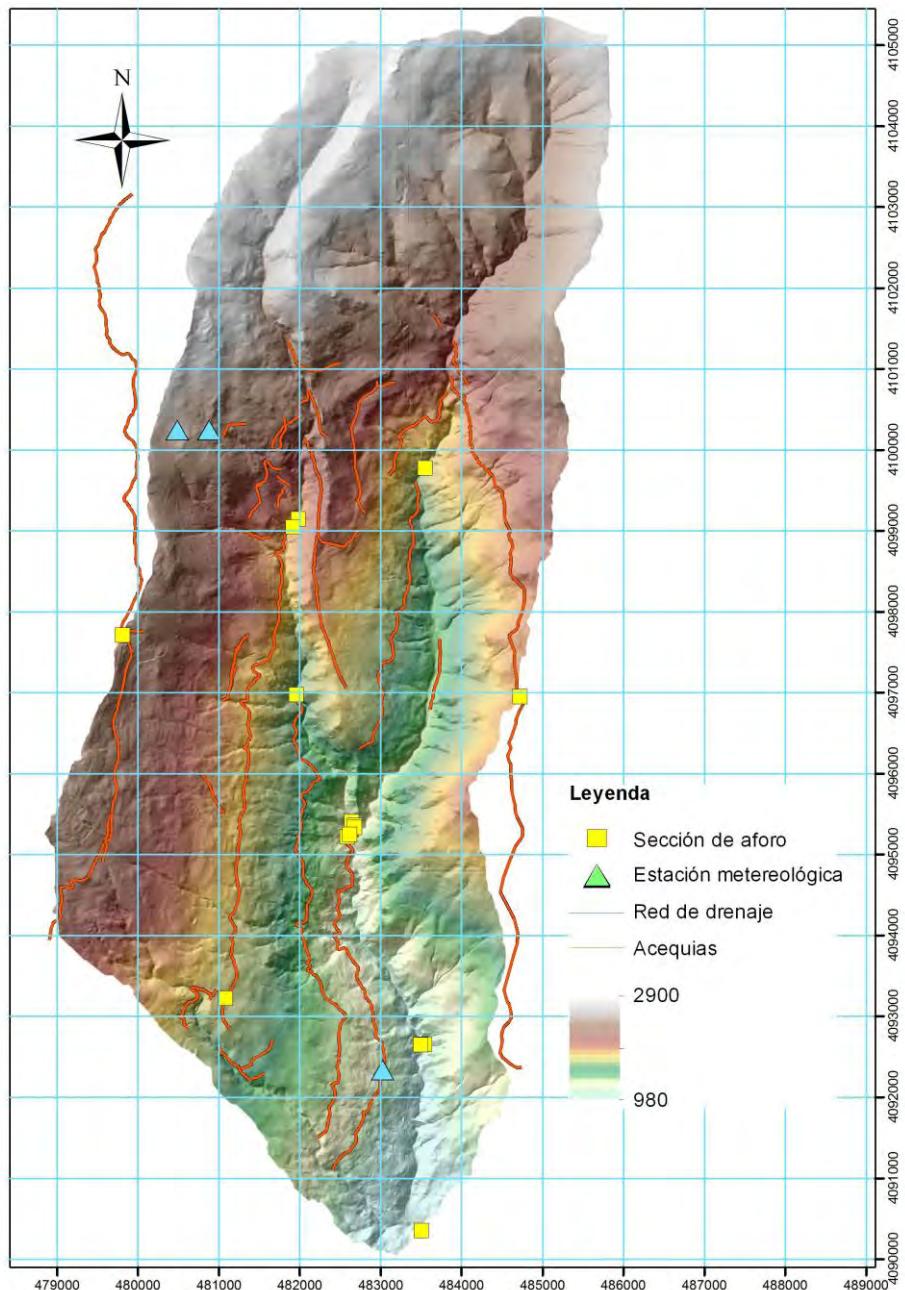


Figura 2.5. Situación de los puntos que componen la red foronómica y de los puntos muestreados para el análisis físico-químico e isotópico del agua subterránea.

En lo que respecta a la toma de muestras y su posterior análisis para la realización de un estudio isotópico e hidroquímico debe ser indicado que a finales de enero y febrero de 2015 se realizó un muestreo general de la cuenca del río Bérchules. En esta campaña se tomaron un total de 39 muestras de agua, en frascos de plástico inerte, para análisis de los componentes químicos mayoritarios, carbono orgánico total, carbono inorgánico y la determinación de los isótopos estables de ^{18}O , ^2H y ^{13}C , en los laboratorios de la Unidad Asociada del IGME, Centro de Estudios Hidrogeológicos de la Universidad de Málaga. Por otra parte, a principios de abril de 2015, se recogieron 12 muestras de nieve acumuladas en las laderas entre las cotas 2453 y 2828 m s.n.m. para caracterizar el agua de deshielo desde el punto de vista hidroquímico e isotópico.

2.2. Métodos de laboratorio

El trabajo ha consistido esencialmente en el análisis químico de las muestras de agua recogidas en el campo. Los análisis han sido realizados en el laboratorio de la Unidad Asociada del IGME, Centro de Estudios Hidrogeológicos de la Universidad de Málaga. Los procedimientos técnicos de los parámetros analizados se detallan a continuación:

- *Elementos mayoritarios.* Se han obtenido las concentraciones, expresadas en mg/l, de los principales cationes (Li^+ , NaP^{+P} , NH_4^+ , KP^+ , CaP^{2+PP} y MgP^{2+P}) y aniones (FP^{-P} , ClP^{-P} , NO_2^- , Br^- , $\text{NOB}_{3\text{PB}}^{-P}$ y $\text{SOB}_{4\text{PB}}^{2-P}$) disueltos en las aguas, mediante cromatografía iónica de alta presión (HPLC). El equipo utilizado para el análisis de cationes ha sido un cromatógrafo de la marca METROHM modelo 792 BASIC IC con automuestreador, cuya precisión de medida es del orden de 0,1 mg/l. Previamente a la inyección de las muestras en el circuito del analizador, se filtraron con papel de filtro MILLIPORE de 0,45 µm. La columna utilizada ha sido METROSEP C250. Para la analítica de aniones se utilizó un equipo de la marca METROHM modelo 881 con automuestreador, cuya precisión de medida es del orden de 0,1 mg/l. En este caso el propio equipo realiza la filtración tangencial con un tamaño de poro de 0'2 µm. La columna separadora fue METROSEP ASSUP. Las muestras se mantuvieron en refrigeración (< 4 °C) hasta su análisis, que de cualquier modo se realizaban en un periodo inferior a dos semanas.
- *Carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico (CI).* Estos dos parámetros se han medido en un analizador de carbono de la marca SHIMADZU y modelo TOC-VB_{CSNB}. El procedimiento analítico para la determinación del carbono orgánico consiste en acidificar la muestra con ácido clorhídrico (2 M), con objeto de atacar al carbono inorgánico y eliminarlo de la muestra acuosa. Acto seguido el equipo combure la muestra a una temperatura de 900 °C y el CO_{2B} generado, que es solo el orgánico, se mide en un detector de infrarrojos. Los análisis se llevaron a cabo en un plazo anterior a los dos días siguientes al muestreo. El error analítico proporcionado por el equipo fue de 0,05 mg/l. El carbono inorgánico (CI) es medido con un detector infrarrojo a partir del CO₂ generado por el ataque de ácido

clorhídrico (2 M). A los pH de las aguas (< 8'3) la especie de carbono inorgánico mayoritaria (> 95%) es HCO_3^- , por ese motivo se ha convertido el valor de Cl a HCO_3^- .

- Los análisis de los isótopos ambientales de $\delta\text{P}^{18}\text{O}$ y $\delta\text{P}^{2\text{P}}\text{H}$ de las muestras de agua han sido medidos con un analizador isotópico compacto de la marca PICARRO (Sunnyvale CA, USA) y modelo CRDS L1102-i con automuestreador, idéntico al descrito por Gupta *et al.* (2009). Para el post-procesado de los datos originales se ha utilizado el software CHEMCORRECT desarrollado por la propia compañía suministradora del equipo. Se ha aplicado una secuencia de medida en la que se alternaban series de muestras y patrones de calibración (generalmente 3) para corregir la deriva inducida por el propio dispositivo. El análisis de las muestras consistió en la realización de 6 medidas de ambos parámetros, de las que se desestimaron las 3 primeras con el objetivo de eliminar el “efecto memoria”. El valor medio de las 3 últimas medidas se consideró como correcto. Los datos obtenidos se refirieron a los estándares internacionales (V-SMOW, Viena Standard Mean Ocean Water), proporcionados por la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA). La precisión de las medidas es de $\pm 0,1 \text{ \AA}$ para $\delta\text{P}^{18}\text{O}$ y $\pm 1 \text{ \AA}$ para $\delta\text{P}^{2\text{P}}\text{H}$.
- El ^{13}C inorgánico se ha medido con un equipo compacto consistente en un analizador isotópico CRDS de la marca PICARRO (mod. G1111i-) acoplado a un analizador elemental de carbono de la marca AURORA (mod. 1030). El procedimiento de medida consta de dos partes: (1) en primer lugar el analizador elemental AURORA convierte el carbono inorgánico en CO_2 mediante acidificación de la muestra; (2) el CO_2 generado es transferido mediante un gas inerte al equipo isotópico, que es donde se calcula la relación isotópica entre ^{12}C y ^{13}C , para proporcionar el P^{13}C .

2.3. Métodos de gabinete

- Recopilación y revisión bibliográfica

Se ha consultado la bibliografía publicada sobre Geología, Hidrogeología, Climatología, usos del suelo, etc, de la zona investigada, así como un buen número de informes inéditos realizados por organismos públicos (IGME, CHS, Universidades, Ayuntamientos, etc) y particulares. De igual modo, se procedió a recopilar datos históricos de caudal, niveles piezométricos, análisis químicos, etc.

- Análisis de los datos hidrometeorológicos

Se ha realizado un tratamiento de toda la información termopluviométrica, del periodo 1970-2013, correspondiente a los 16 observatorios meteorológicos más próximos al área de investigación. Se analizaron, completaron y trajeron las series de datos diarios de precipitación y temperatura. Con esta información se determinó la lluvia útil, por balances de agua en el suelo, aplicando distintos valores de capacidad de retención de agua en el suelo.

- Análisis de datos hidrodinámicos e hidroquímicos

Se ha realizado un análisis, tanto en el dominio espacial como temporal de los datos hidrométricos e hidroquímicos. Se debe destacar el tratamiento de los datos diarios de caudal de la estación de aforo de Narila, ubicada en el límite meridional del área investigada. Estos datos han sido facilitados por la Delegación Provincial de Medio Ambiente de Málaga.

- Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca del río Bérchules mediante códigos agrregados y semidistribuidos de precipitación – aportación

Para la aplicación del código de Témez, combinado con el del Grado-Día, a la cuenca del río Bérchules, se parte del detallado estudio de los datos meteorológicos. De este modo, se dispone de las necesarias series de datos diarios, del periodo 1970-2013, de precipitación, temperatura media y de evapotranspiración potencial, calculada esta última por Hargreaves (1994), de la estación meteorológica de Bérchules. Por otro lado, se han tratado los datos de caudal diario medidos en la estación de aforo de Narila por la Junta de Andalucía, correspondientes al periodo 1970-2015.

La formulación del método de Témez y la del método del Grado-Día ha sido programada en una hoja de cálculo Excel. Por último, los resultados conseguidos con el código GDT han sido comparados con los calculados con el código HBV, donde se introdujeron idénticas series de datos meteorológicos e hidrológicos. En ese caso, el software utilizado fue la versión HBV-light 4.0.0.7, desarrollada por Jan Seibert, del Departamento de Geografía de la Universidad de Zurich (Seibert, 2005).

- Evaluación de la recarga subterránea mediante el código Visual-Balan

El código Balan, y su posterior actualización Visual Balan (Samper et al., 1999), consiste en un código determinístico y de tipo semidistribuido de evaluación de recursos hídricos en cuencas hidrológicas. Este programa resuelve, con intervalos de paso diario, la ecuación de balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero. Los términos considerados en el balance de agua en el suelo son los siguientes:

$$P + D - I_n - E_s - ET - R_p = \Delta\theta$$

Donde P son las entradas por precipitación y D las que se producen por riegos, In son las salidas por interceptación, Es las salidas por escorrentía superficial, ET la evapotranspiración real, Rp, la recarga en tránsito, que consiste en la entrada de agua a la zona no saturada, y Δθ la variación del contenido de agua en suelo. Visual Balan evalúa cada uno de los términos descritos de forma secuencial. Comienza con los datos que se deben proporcionar de precipitación y las dotaciones de riego, y continúa con los cálculos de la interceptación, la escorrentía superficial, la evapotranspiración real y con la recarga en tránsito. En la zona no saturada se evalúan las salidas por flujo hipodérmico y la recarga al acuífero.

Al realizar el balance diario de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero, Visual Balan puede calcular la variación diaria de los niveles piezométricos, y de los caudales en el punto de salida de una cuenca hidrológica, por lo que los resultados de la modelización pueden ser calibrados con datos disponibles de aforo y/o de niveles piezométricos. Más detalles de todos los métodos de cálculo y de las componentes usadas por Visual Balan pueden ser consultados en Samper et al. (1999) y en Castañeda y García-Vera (2008).

- Organización de una base de datos

La información histórica recopilada, procedente de Organismos Públicos, Ayuntamientos y particulares, más la generada con motivo de esta investigación, ha sido contrastada y volcada en la Base de Datos AGUAS del IGME. Esta información estará disponible en la página web del IGME, en el Sistema de Información de Aguas Subterráneas, e incluirá: datos del inventario de puntos de agua, series de caudales y de niveles piezométricos y análisis químicos.

Toda la información recogida en campo, así como la cartografía geológica de detalle ha sido digitalizada para su tratamiento mediante GIS, lo que permite disponer de ella de forma georreferenciada.

- Tratamiento de la información

Toda la información obtenida ha sido analizada e interpretada. Se ha reinterpretado la estructura y la geometría del Acuífero Superficial de Bérchules en el entorno del área investigada, mediante la recopilación y análisis de toda la información generada. Se ha procedido al análisis e interpretación de series temporales y espaciales de datos hidrométricos e hidroquímicos y a la interpretación del ensayo slug realizado.

- Elaboración de la Memoria final

Una síntesis de toda la información que acaba de ser citada se ha reflejado en la presente Memoria.

3. Análisis de los datos meteorológicos y balance de agua en el suelo

3.1. Introducción

En este apartado se presentan los procedimientos y los resultados de los trabajos realizados en relación con el tratamiento de la información meteorológica del área de estudio. Los objetivos perseguidos han consistido en:

- Tratar los datos meteorológicos de las estaciones más cercanas a la cuenca del río Bérrchules.
- Determinar los gradientes altitudinales de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial 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.
- Estimar distintos valores plausibles de lluvia útil o escorrentía total mediante balances de agua en el suelo.

3.2. Material y métodos

3.2.1. Datos disponibles

Se parte de las series de datos diarios de precipitación (P) y temperatura (T^a), de las estaciones que aparecen en la tabla 3.1. En la tabla 3.2 se recogen los períodos con datos de cada estación.

	Código	Tipo	Altitud	X	Y
Arquilla	6257I	T-P	1652	457223.31	4089284.50
Bérrchules	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
Trévezel	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
Arquilla	1989-2012	1990-2012
Bérchules	1961-2010	-
Busquistar, C. La Calahorra	1971-1987	-
Cádiar	1961-2010	-
Cadiar, C.P.G.	2001-2013	2001-2013
Laujar	1961-2012	1961-1991
Laujar, Cerecillo	1961-2008	1961-2012
Laujar, Monterrey	1961-2010	1961-2008
Mairena	1985-1991	1986-1991
Mecina Bombaron	1961-2010	-
Portugos	1961-2010	1990-2012
Posturas	1989-2012	-
Tajos de Breca	2010-2013	2010-2013
Trévezel	1965-2010	-
Ugíjar	1961-2010	-
Velor – Nechite	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).

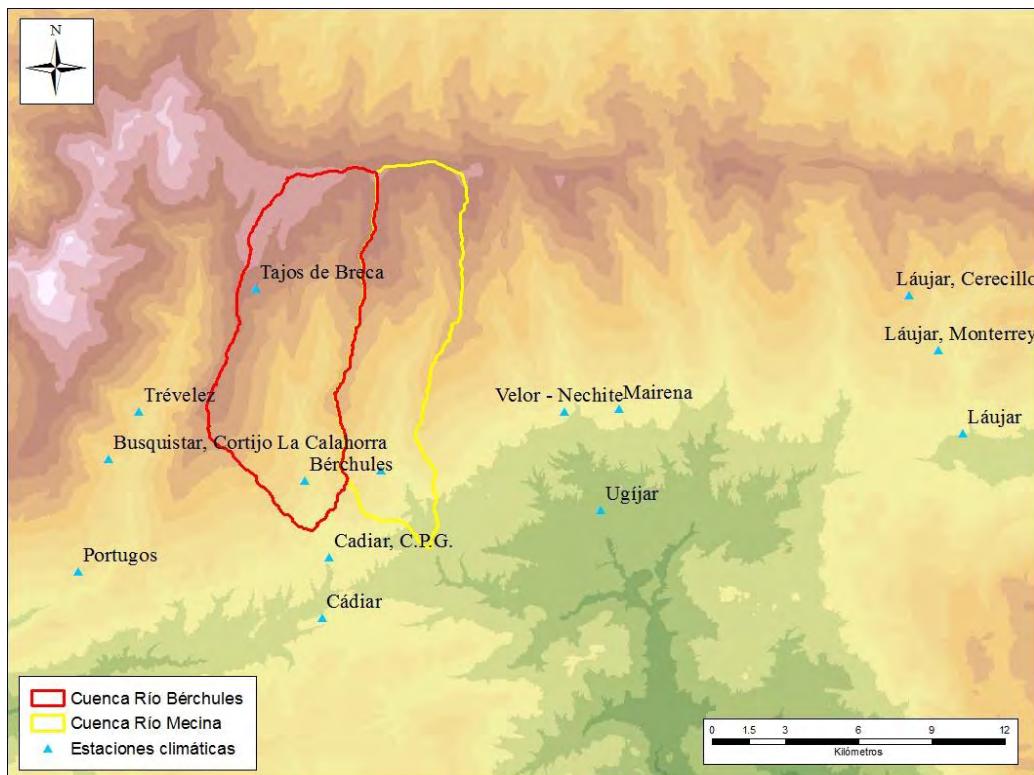


Figura 3.1. Localización de las estaciones meteorológicas más cercanas.

3.2.2. 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 que no le falta ese dato:

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

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.

3.2.3. Cálculo de la ETP

La evapotranspiración potencial (ETP) se ha calculado con la fórmula 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).

3.2.4. 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, 1994), no obstante, también deben ser consideradas 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 períodos 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).



Figura 3.2. Suelo sobre esquistos.

Se ha realizado el balance de agua en el suelo en la cuenca del río Bérricholes 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 Bérricholes. 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.

En este sentido, 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).

ΔR_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 las 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 .

3.2.5. 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 cada cuenca en siete 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 del río Bérchules. 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:

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

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

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_{virtual}) y las temperaturas medias anuales (T^a_{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. Para la construcción de las series pluviométricas diarias de las estaciones virtuales se ha requerido de la selección de la 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_{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_{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 que se establezca 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^a_{virtual} . 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_{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 ($T^a d_{virtual}$) se obtiene sumando la diferencia anterior hallada a la temperatura diaria de la estación meteorológica de referencia ($T^a d_{referencia}$).

$$T^a d_{virtual} = T^a d_{referencia} + D_{if}$$

Debe ser indicado que, 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. Resultados

3.3.1 Precipitación

Precipitación media anual y gradiente altitudinal

La precipitación media de las estaciones pluviométricas seleccionadas, correspondientes al periodo 1970-2013, y los estadísticos de posición de la serie se muestran en la tabla 3.3.

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.

Para calcular el gradiente altitudinal de la precipitación (figura 3.4) se ha optado por seleccionar las estaciones por encima de los 1000 m s.n.m. y que estén cerca de la zona de estudio.

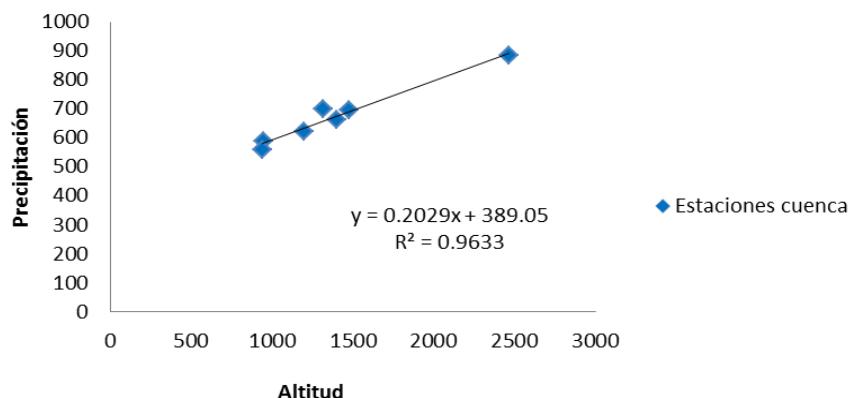


Figura 3.4. Relación pluviometría-altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

El gradiente pluviométrico resultante es de 20,29 mm/100 m ($P = 0,2029 h + 389,05$).

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

Tabla 3.3. Pluviometría media de las estaciones analizadas.

Precipitación en la cuenca

Se ha calculado la precipitación media en cada una de las siete subzonas altitudinales a partir de su altitud media y de la ecuación obtenida en la figura 3.4, resultando los valores registrados en la tabla 3.4.

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 3.5.

En el periodo 1970-2013, la precipitación media en la cuenca del río Bérchules es de 810 mm/año, con un valor de 360 mm/año, en el año de tipo seco, y, 2045 mm/año, en el año de tipo húmedo.

Sub.	Área (km ²)	%	Altitud media (m)	P. (mm)
1	7.15	0.11	2766	950
2	12.16	0.18	2517	900
3	15.03	0.22	2222	840
4	12.32	0.18	1929	781
5	10.61	0.16	1725	739
6	8.31	0.12	1436	680
7	2.05	0.03	1204	633

Tabla 3.4. Precipitación media anual de cada subzona altitudinal de las cuencas.

	Altitud media (m s.n.m.)	P. año seco (mm)	P. año medio (mm)	P. año húmedo (mm)
Cuenca Bérchules	2074	360	810	2045

Tabla 3.5. Años tipo de precipitación en las cuencas, correspondientes al periodo 1970-2013.

Distribución temporal

En la figura 3.5 se representa la precipitación media mensual de un año de tipo medio. Los meses más lluviosos son los de Noviembre, Diciembre y Enero mientras los más secos se corresponden con Julio y Agosto, durante los que apenas se registra precipitación.

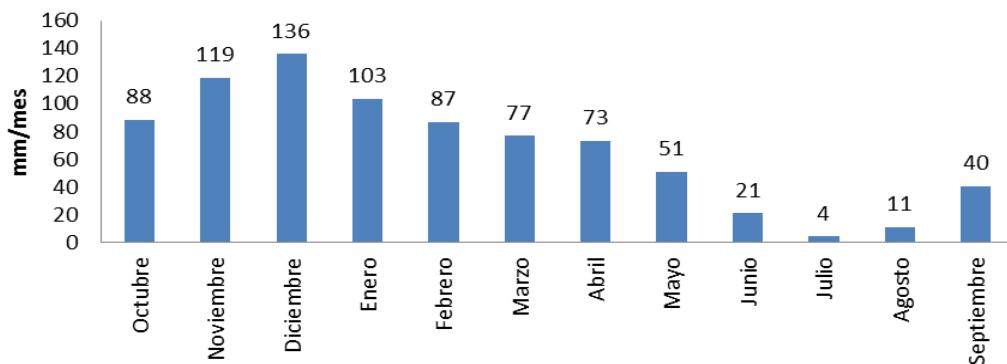


Figura 3.5. Precipitación media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérchules.

En las figuras siguientes (figuras 3.6 y 3.7) se puede observar la distribución temporal de la precipitación lo largo del periodo de estudio (1970-2013). No se identifica una disminución en la cantidad de precipitación durante el periodo de estudio.

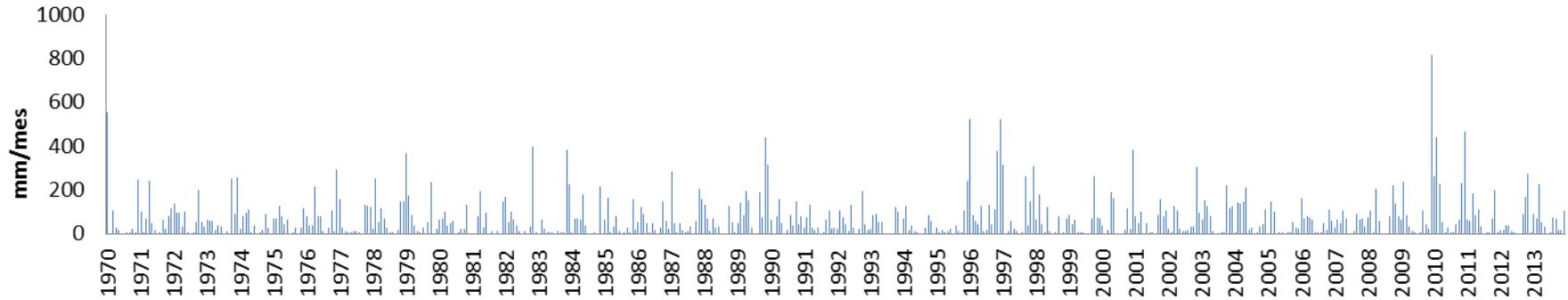


Figura 3.6. Precipitación mensual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules.

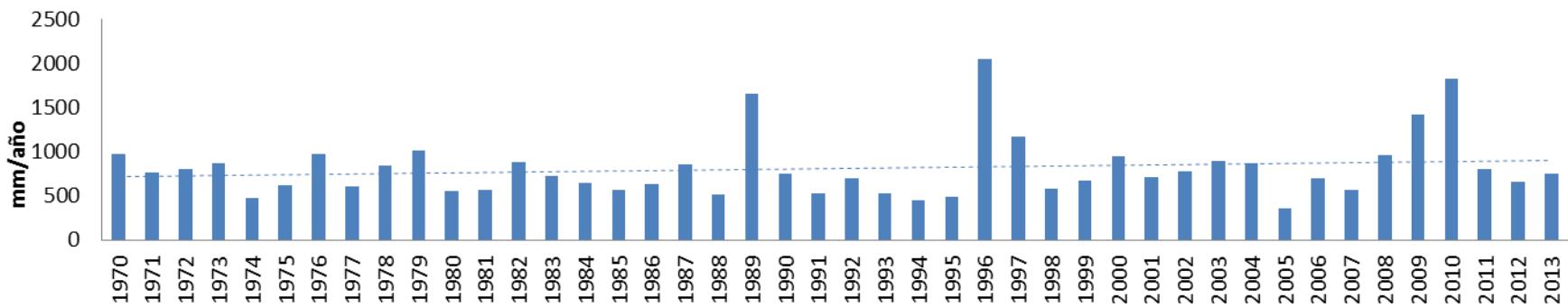


Figura 3.7. Precipitación anual para el periodo de estudio de la cuenca del río Bérchules. La línea discontinua corresponde con la media anual del periodo considerado.

3.3.2. Temperatura

Temperatura media y gradiente altitudinal

La temperatura de las estaciones termométricas disponibles y sus estadísticos de posición se resumen en la tabla 3.6:

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

Tabla 3.6. Temperatura anual de las estaciones analizadas. Donde T_{máx} = temperatura máxima, T_{min} = temperatura mínima y T_{med} = temperatura media (Periodo 1970-2013).

La temperatura media anual de las estaciones consideradas, en el periodo 1970-2013, 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 3.8, 3.9 y 3.10).

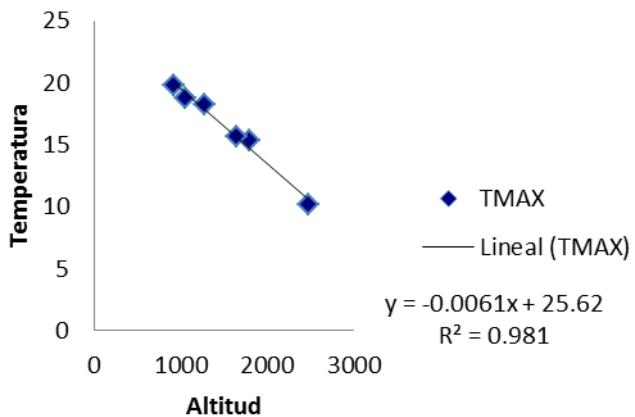


Figura 3.8. Relación temperatura máxima - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

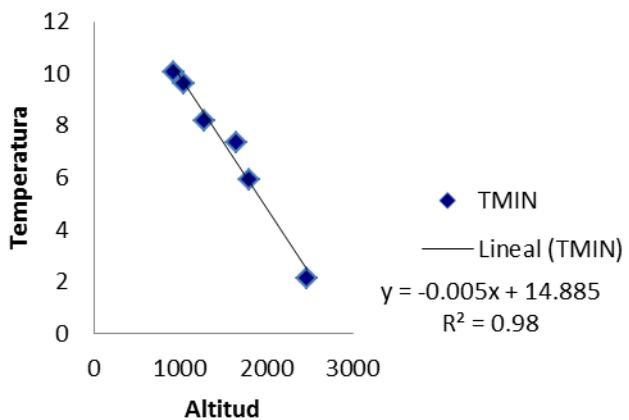


Figura 3.9. Relación temperatura mínima - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

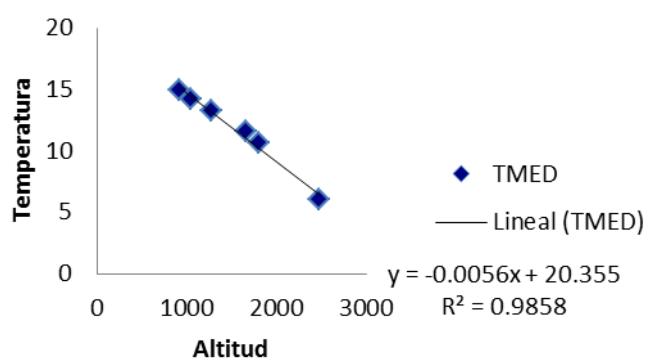


Figura 3.10. Relación temperatura media - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m.

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 $-0,56^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

3.3.3. 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 Thorntwaite	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
Media	1352	737	1040
Desviación estandar	525	113	136
Coef. Variación	0.4	0.2	0.1
Mediana	1080	764	1088
Min	921	507	749
Max	2470	859	1203
Coef. Asimetría	1.4	-1.0	-1.3

Tabla 3.7. 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 3.11).

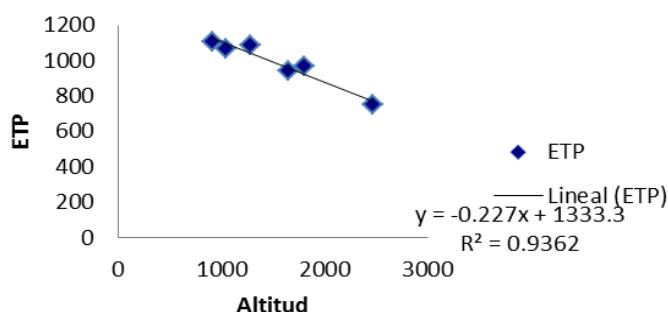


Figura 3.11. Relación ETP - altitud para estaciones a más de 1.000 m s.n.m. ETP calculada con la ecuación de Hargreaves.

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

En el periodo de estudio (1970-2013) no se observa un aumento de la ETP, que pueda estar detrás de una disminución de los recursos hídricos disponibles en la cuenca (figura 3.12).

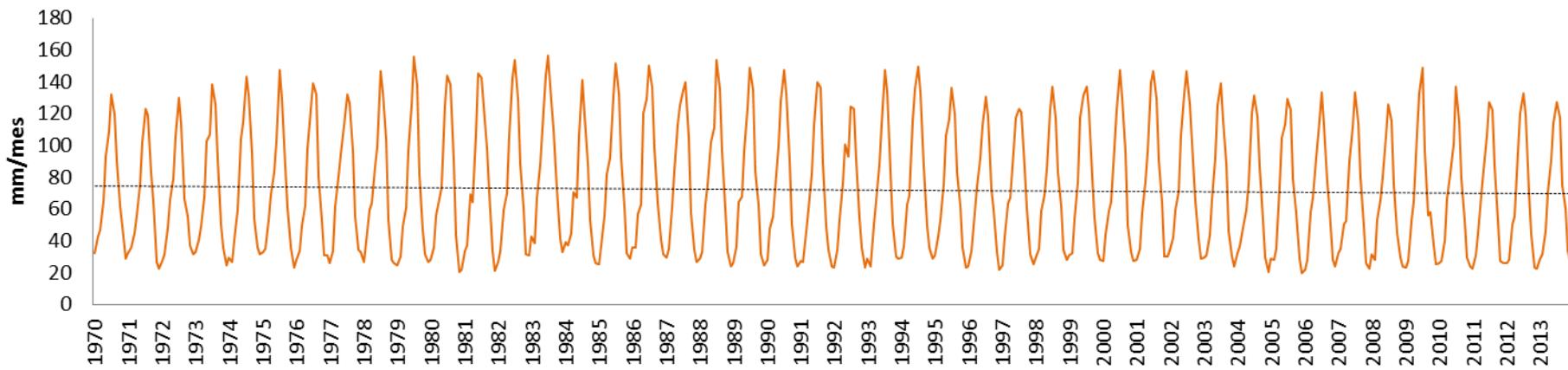


Figura 3.12. ETP (Hargreaves) media mensual para el año tipo medio de la cuenca del río Bérriches. La línea discontinua corresponde con la media anual del periodo considerado

3.3.4. 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 (CRAS) de 50, 100, 200, 250, 270 y 300 mm.

En las tablas 3.8 y 3.9 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	Mín	Máx	LLU/P
Precipitación	710	281	0,43	656	345	1851	
CRAS 50	377	242	0,64	334	132	1361	0,53
CRAS 100	322	233	0,72	262	79	1267	0,45
CRAS 200	225	221	0,98	184	0	1167	0,32
CRAS 250	183	215	1,17	142	0	1107	0,26
CRAS 270	168	209	1,24	132	0	1067	0,24
CRAS 300	148	200	1,35	89	0	1007	0,21

Tabla 3.8. 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	Mín	Máx	ETR/P
Precipitación	710	281	0,43	656	345	1851	
CRAS 50	331	66	0,20	327	174	490	0,47
CRAS 100	386	72	0,19	377	190	585	0,54
CRAS 200	482	81	0,17	477	190	685	0,68
CRAS 250	524	89	0,17	527	190	735	0,74
CRAS 270	539	93	0,17	544	190	755	0,76
CRAS 300	560	101	0,18	566	190	785	0,79

Tabla 3.9. 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 3.13 y 3.14 se representan estos valores de LLU y ETR en función de los diferentes valores de la CRAS para la cuenca del río Bérchules:

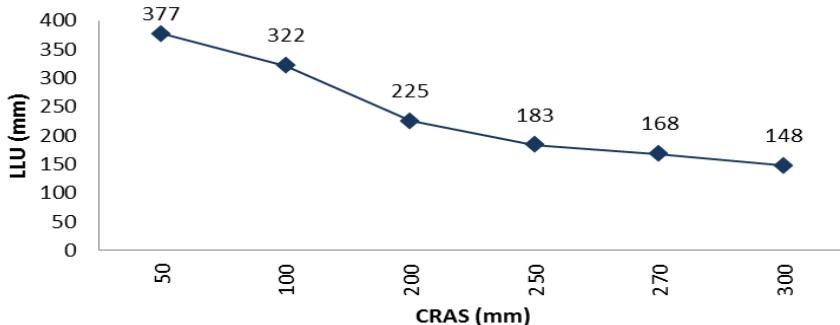


Figura 3.13. Lluvia útil en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.

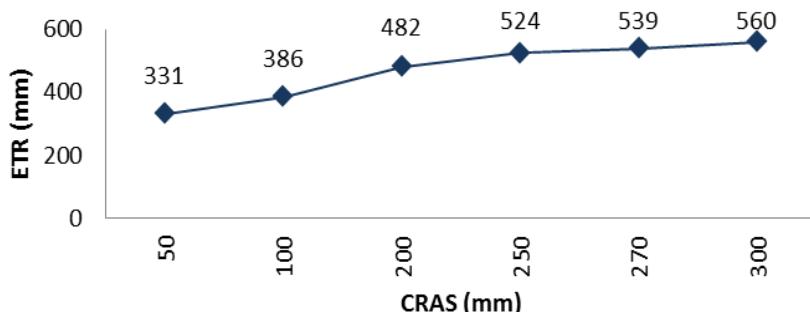


Figura 3.14. Evapotranspiración real en función de la CRAS para la cuenca del río Bérchules.

Se comprueba que los valores extremos de lluvia útil, con los diferentes valores de CRAS considerados, están comprendidos entre 148 y 377 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 3.10).

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

Tabla 3.10. Aportaciones de la cuenca del río Bérchules para diferentes valores de la CRAS.

El balance de agua en el suelo se ha analizado con detalle en la cuenca del río Bérchules, ya que esta cuenca cuenta con una estación de aforo que permite conocer los recursos hídricos disponibles y determinar qué valor de LLU se corresponde con estos.

Los valores de caudal medio de la estación de aforo correspondientes al periodo de 1970 a 2013 indican que los recursos hídricos son del orden de 12,4 hm³/año, por lo que la CRAS que mejor explica la escorrentía total media de la cuenca es la de 250 mm.

4. Marco geológico y geomorfológico

4.1. Contexto geológico

La Cordillera Bética, en la que se incluye el macizo de Sierra Nevada, es parte del orogeno Bético-Rifeño y se formó como resultado de la colisión de un terreno alóctono, el Dominio de Alborán (Balanyá y García Dueñas, 1987), con el paleomargen sur de la placa Ibérica durante el Neógeno (Balanyá y García Dueñas, 1987; Platt et al. 2013). Este dominio incluye varios complejos tectónicos (Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide).

El Nevado-Filábride es el complejo situado en una posición inferior y está formado por una secuencia litológica de edad Paleozoico o anterior (Gómez-Pugnaire et al. 2004, 2012) basándose en la determinación de U-Pb en circones. Está afectado por metamorfismo de alta presión/temperatura intermedia y aflora en el núcleo de tres antiformas de dirección E-O, la Sierra de Alhamilla, Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres. Está separado del suprayacente Complejo Alpujárride por una despegue frágil que se formó en la última fase del proceso de exhumación (Jabaloy et al. 1993).

El Complejo Alpujárride, formado por una serie de edad Paleozoico y Mesozoico afectada por un metamorfismo de alta presión y baja temperatura, se sitúa en una posición intermedia, estructuralmente debajo del Complejo Maláguide. Por su parte, el Maláguide está compuesto por rocas metamorfizadas a alta presión/baja temperatura y edades del Paleozoico al Triásico (Tubia y Gil-Ibarguchi, 1991). Dentro de las formaciones sedimentarias discordantes del Mioceno inferior-medio que cubren el dominio de Alborán aparecen clastos de rocas alpujárides, lo que implica que este complejo fue exhumado en ese momento.

El metamorfismo alpino del Complejo Nevado-Filábride ha sido recientemente datado como Mioceno inferior. Esta edad, junto con la del metamorfismo del suprayacente Complejo Alpujárride indican que el Complejo Alpujárride ya estaba exhumado en el momento en que las rocas Nevado-Filábride fueron sometidas al metamorfismo de alta presión (Platt et al, 2006). Esto ha llevado a la redefinición del Dominio de Alborán como sólo los dos complejos superiores (Alpujárride y Maláguide). El Complejo Nevado-Filábride pasa a considerarse parte del palaeomargen del Macizo Ibérico que subdujo debajo del alóctono dominio Alborán, justo después de la subducción del Complejo Alpujárride hace 20 m.a.

4.2. Descripción litológica

El mapa geológico de la Cuenca de Berchules adjunto (Figura 4.1) se muestra la presencia en la mayor parte del área del Complejo Nevado-Filábride y en menor medida del Complejo Alpujárride. En las figuras 4.1 y 4.2. se ha incluido el mapa geológico y su correspondiente leyenda. De la observación de esas figuras se deduce que la cuenca del río Berchules se localiza fundamentalmente sobre rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride, si bien en la parte más meridional afloran materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride.

La secuencia Nevado-Filábride que aflora en el área de estudio consiste, de abajo hacia arriba, en:

- Una secuencia de micaesquistos feldespáticos de grano fino con numerosas intercalaciones de cuarcitas (hasta 1000 m de espesor) que ocupan la mayor parte de la cuenca estudiada. Los micaesquistos presentan cloritoide y escasa estaurolita-cianita e intercalaciones de mármol (hasta 1 m de espesor) y también pueden aparecer en la parte superior de esta formación cuerpos de ortogneis y metabasitas.
- Sobre ellos se localiza una secuencia donde alternan mármol y calcoesquistos, en su mayoría compuesta por calcoesquistos con capas de mármol de espesor muy variable, que pasan poco a poco a mármoles masivos muy potentes con intercalaciones de micaesquistos con granate-cloritoide-cianita.

4.3. Estructura

La estructura de deformación principal que se reconoce en el área de estudio es una foliación muy penetrativa que afecta a toda la secuencia metasedimentaria. Esta foliación se desarrolló durante un evento de deformación dúctil y se interpreta como plano axial de pliegues tumbados y pliegues en vaina kilométricos cuyos flancos se han paralelizado a la foliación. Esta foliación muestra un buzamiento general hacia el N-NE localmente deformado por la presencia de pliegues tardíos abiertos de dirección E-O.

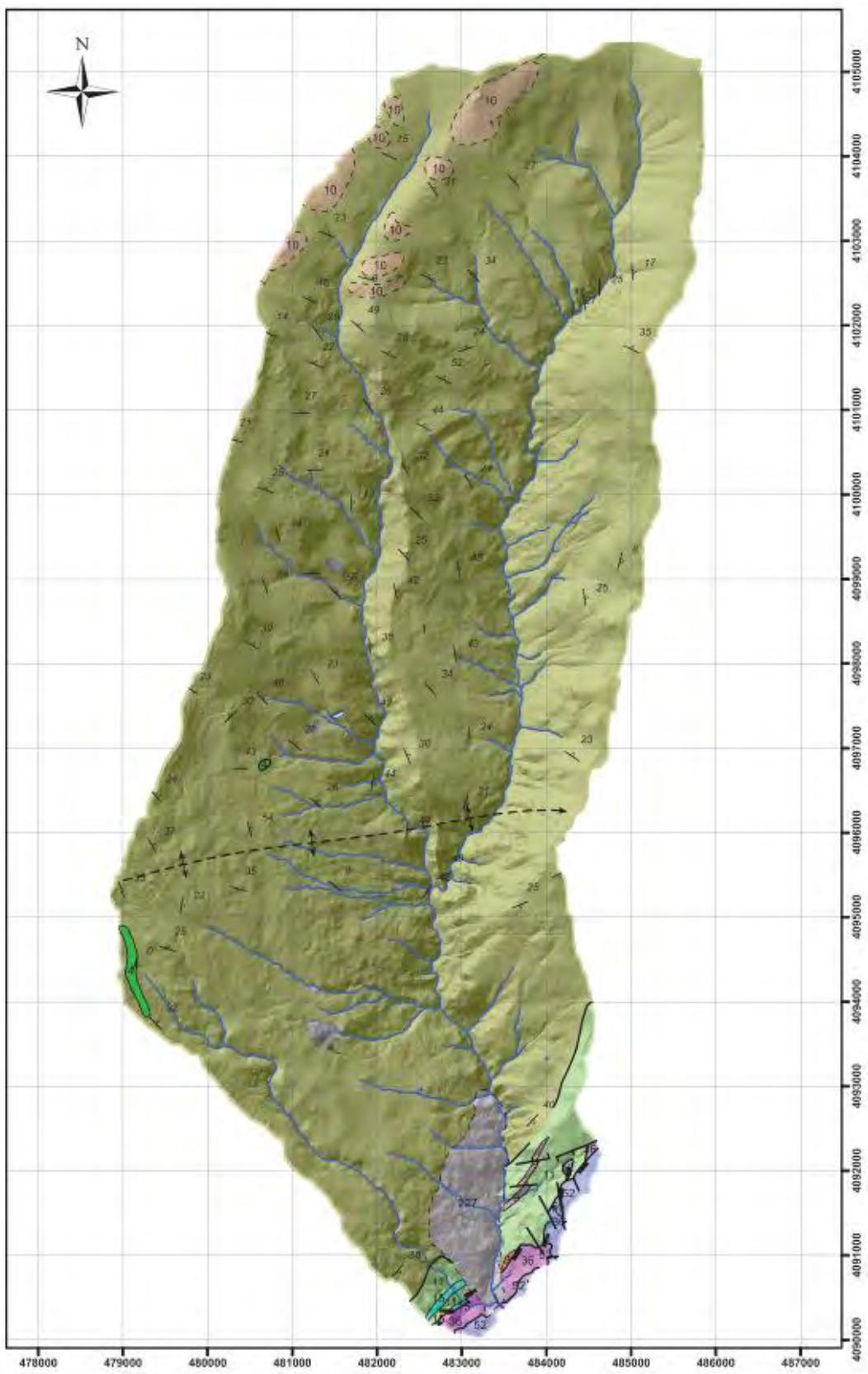


Figura 4.1. Mapa geológico de la Cuenca del Río Bérchules.

Leyenda

Complejo Alpujárride	227 Canchales y derrubios de ladera. Cuaternario
	50 Calizas y dolomías. Ladinense
	52 Rocas carbonatadas. Mármoles si existe metamorfismo
	36 Filitas y cuarcitas. Localmente calcoesquistos. Metamorfismo de grado bajo (cloritoide + granate + carfolita + distena)
Complejo Nevado-Filábride	15 Mármoles. Localmente esquistos y yesos
	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, estaurolita, andalucita y granate)
	4 Anfibolitas
	3 Gneises
	1 Micaesquistos grafitosos. Localmente cuarcitas
	— Foliación
	— Contacto concordante
	- - - - Contacto supuesto
	- - - - Contacto discordante
	— Falla
	— Falla normal
	— Cabalgamiento
	— Despegue
	— Red de drenaje

Figura 4.2. Leyenda del mapa geológico de la cuenca del río Bérchules.

4.4. Rasgos geomorfológicos de la cuenca y cartografía de formaciones superficiales

El relieve de Sierra Nevada comenzó a formarse durante el Serravaliense-Tortoniense inferior asociado con el crecimiento de antiformas de gran radio con ejes de dirección E-O (e.g. Pedrera et al., 2011). Estudios estratigráficos y sedimentológicos indican que la red de drenaje comenzó a formarse desde entonces en parte de la sierra (Braga et al., 2003). Pequeños glaciares de valle y de circo se desarrollaron en las cotas más elevadas durante el Cuaternario aprovechando la red hidrográfica preexistente (Gómez Ortiz et al., 2002).

La altitud media de la zona que ocupa la cuenca es de 2059 m, con el Cerro del Gallo (2910 m) y el Peñón del Puerto (2754 m) como cotas máximas, localizadas en la divisoria atlántico-mediterránea. Las mínimas se sitúan en el extremo meridional, en la estación de aforo de Narila (975 m).

En la figura 4.3 se observa que casi cuatro quintas partes del territorio estudiado presentan una altitud comprendida entre 1500 y 2700 m. Sólo las principales cumbres, en particular, el Cerro del Gallo, se sitúa por encima de los 2900 m de altitud. Por debajo de los 1500 m únicamente se encuentra el 13% del área, correspondiente a la parte meridional del valle del río Bérchules.

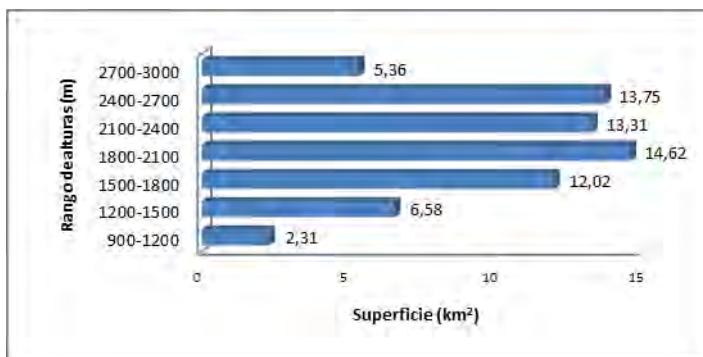


Figura 4.3. Histograma de alturas de la cuenca alta del río Bérchules.

La cuenca se caracteriza por el profundo encajamiento de los cauces principales (figura 4.4.A), lo que ha originado la presencia de valles angostos y de vertientes abruptas, sobre todo las orientales. En estas áreas se observan pendientes medias próximas al 60%. En el resto del territorio, las laderas son largas y de pendiente uniforme (próxima al 30%), en las que la red de drenaje apenas ha producido incisión. En general, la pendiente disminuye hacia las divisorias hidrológicas, que coinciden con las cumbres de Sierra Nevada y con las partes más altas de las lomas.

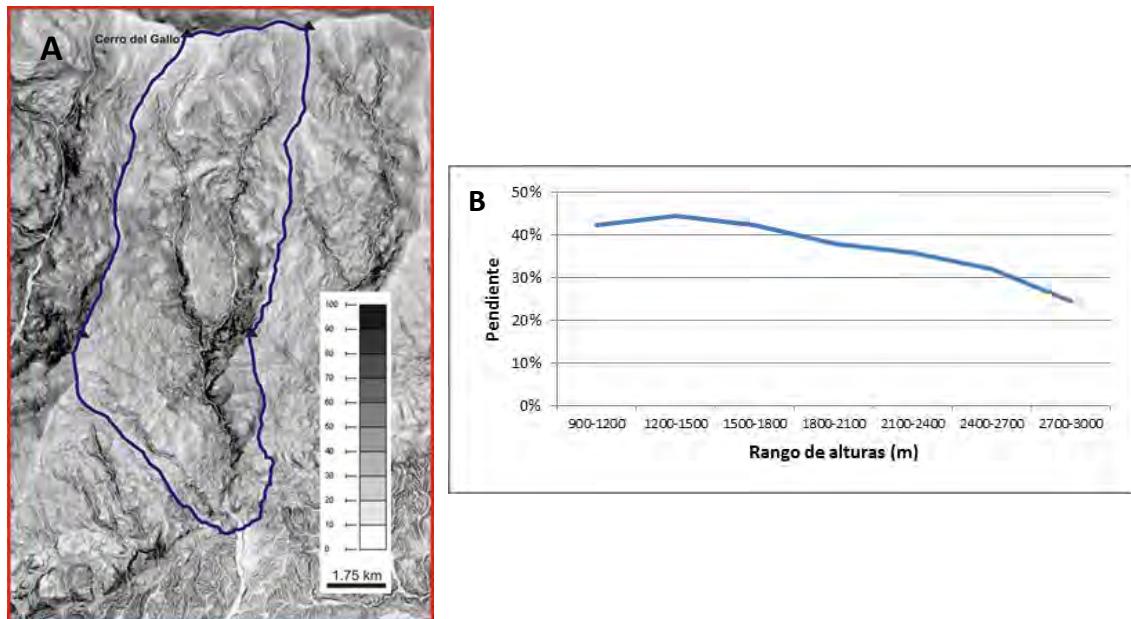


Figura 4.4. (A) mapa de pendientes de la cuenca alta del río Bérchules (a partir del MDT, Junta de Andalucía, 2005). (B) relación entre altitud y pendiente en la zona de estudio.

En la figura 4.4B se puede apreciar que las pendientes tienden a disminuir paulatinamente con la altitud. Así, el rango de alturas 1200-1500 m, donde los valles encajados tienen más desarrollo, la pendiente media es cercana al 45%, mientras que en las cumbres de la cuenca se encuentran las menores pendientes, inferiores al 25%. Lógicamente, una disminución de la pendiente con la altitud implica un predominio de las laderas de perfil convexo, como se aprecia en los perfiles de la figura 4.5, representativos de las laderas de Sierra Nevada. Los perfiles N-S que discurren longitudinalmente a través de las lomas presentan largos tramos rectilíneos y algunas convexidades, sobre todo, en las terminaciones meridionales. En los perfiles E-O destaca el acusado contraste de pendientes entre los valles, encajados y de vertientes escarpadas, y las lomas, con relieve mucho más suave.

Las áreas más elevadas de la cuenca alta del río Bérchules, a altitudes que superan los 2500 m, se caracterizan por presentar un relieve relativamente suave, con pendientes inferiores al 30 %. Estas áreas se encuentran recubiertas por un manto de derrubios originados por la acción del hielo y otros procesos propios de las regiones periglaciares. Se desconoce el espesor del manto de derrubios pero la gran continuidad del regolito y las formas suaves que originan parecen indicar que en muchos puntos alcance una potencia de varios metros.

Hacia cotas inferiores, más cálidas y de mayor pendiente, los procesos de meteorización química, la acción de las aguas de arroyada y encauzadas y los movimientos de masa son más activos, por lo que la zona de alteración de los esquistos (regolito) pierde espesor y continuidad y aumenta la fracción arcillosa.

Los movimientos de masa (gelifluxión en las zonas más altas, reptación, caídas, debris flows y deslizamientos) son particularmente intensos en esta región montañosa y en general en la vertiente sur de Sierra Nevada (Roldán García et al., 2009) y afectan sobre todo al regolito. No obstante, los ríos principales son capaces de evacuar todos los sedimentos que reciben de las laderas puesto que la elevada pendiente longitudinal de los cauces determina una alta capacidad de transporte.

Cabe señalar que en las proximidades de los tramos de mayor pendiente longitudinal de los ríos Chico y Grande, en los que es evidente la capacidad de incisión fluvial, se observan grandes deslizamientos, de dimensiones kilométricas, que originan depresiones con forma de anfiteatro y relieve escalonado. Estas morfologías se denominan “poyos” en la terminología local.

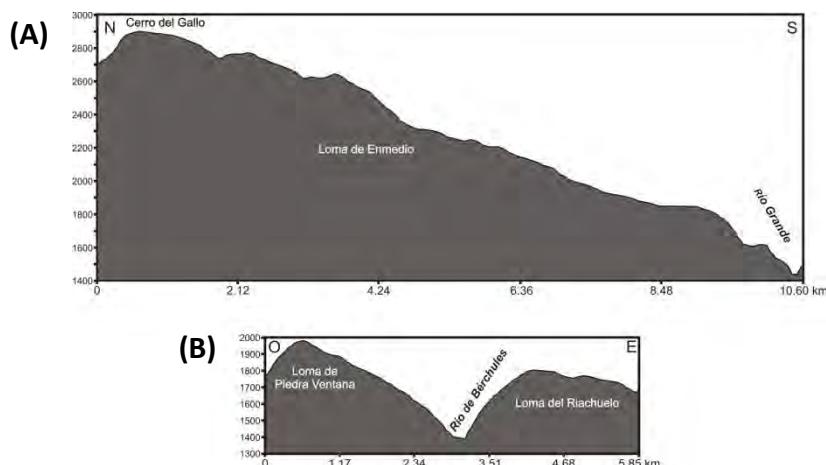


Figura 4.5. Arriba: Perfil N-S desde el Cerro del Gallo a la confluencia de los ríos Chico y Grande, a través de la Loma de Enmedio. Abajo: Perfil O-E del valle del río de Béchules (aproximadamente 1 km al S de la confluencia de los ríos Grande y Chico). Relación entre la escala vertical y la horizontal, 5:2.

La labor de reconocimiento geológico de campo combinada con la fotointerpretación 3D ha permitido diferenciar en la cabecera del río Béchules las formaciones superficiales que se incluyen en la Figura 4.6.

- Derrubios periglaciares localizados en las cotas más altas de la cuenca
- Suelo indiferenciado
- Afloramientos rocosos
- Depósitos superficiales asociados a “careos”
- Depósitos asociados a deslizamientos, denominados “poyos” en el área de trabajo
- Conos de deyección
- Lóbulos de solifluxión

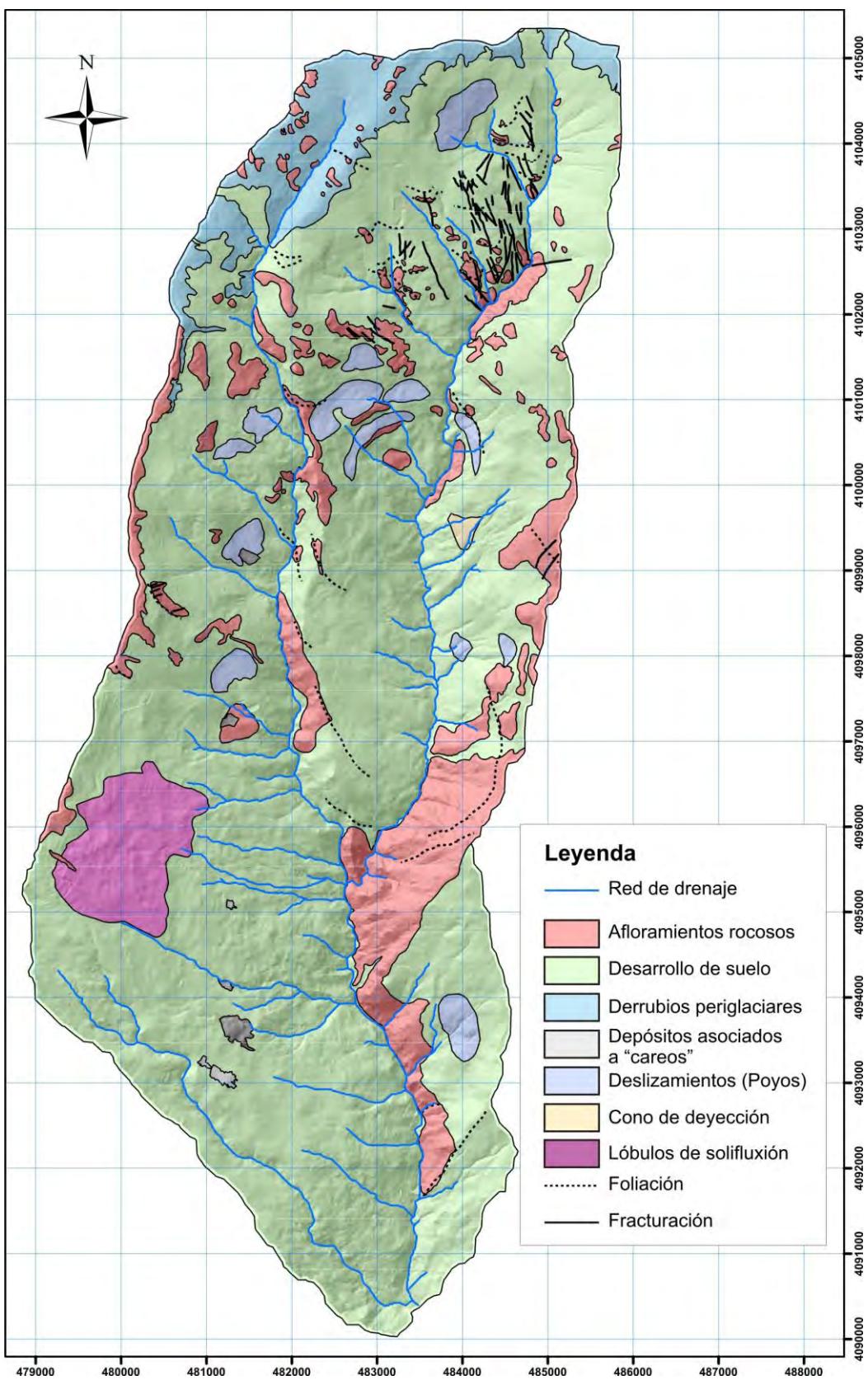


Figura 4.6. Mapa de formaciones superficiales de la cuenca del río Bérchules.

5. Hidrología de la cabecera del río Bérchules

5.1. Descripción de la cabecera del río Bérchules

La cuenca hidrológica objeto de estudio presenta una forma más o menos rectangular, con su máxima longitud en dirección norte-sur (15 km), y una anchura media del orden de 5 km, en dirección este-oeste (figura 1.1). Limita al norte con la línea de cumbres de Sierra Nevada y al sur con el río Guadalfeo. Asimismo, el río Bérchules comparte divisoria hidrológica con la cuenca del río Mecina, al este, y, al oeste, con la del Trevélez.

La red de drenaje principal del río Bérchules (figura 5.1) está formada por el río Grande de Bérchules, que es el río de mayor longitud (17,4 km), el cual discurre desde el noreste de la cabecera, desde los 2553 m s.n.m. hasta la salida en su extremo sur, a una cota de 975 m s.n.m. El río Chico es el segundo en mayor longitud (10,7 km hasta la Junta de los Ríos), pero es el que nace a mayor altitud, a 2815 m s.n.m., en el noroeste de la cabecera de cuenca. Este río confluye con el río Grande en el paraje de la Junta de los Ríos, un poco más abajo de la zona media de la cuenca. A su vez, en la zona oeste, nace el barranco de Montina, que confluye con el río Grande en la zona baja de la cuenca. La rambla de El Cairo, nace cerca del mismo lugar que el barranco de Montina, por encima de los 2200 m s.n.m., discurre por la zona suroeste y confluye con el río Bérchules poco antes de la salida de la cuenca.

La pendiente media de la cuenca es del 37 %. Por su parte la pendiente media del cauce del río Grande de Bérchules, entre su nacimiento y la Junta de los Ríos, es de 9,6 % y entre su origen y la estación de aforo de Narila, del 8,8%. En el caso del río Chico, entre su punto más alto y la Junta de los Ríos, la pendiente es del 12,9 %.

En la desembocadura del Bérchules se encuentra la estación de aforo de Narila a 975 m s.n.m., de la que se dispone de series de caudales diarios, correspondientes al periodo 1970-2015. En este proyecto se ha estudiado la cabecera del Bérchules, aguas arriba de la estación de aforo de Narila. La superficie de la cuenca hidrográfica estudiada es de 67,63 km², no obstante se debe indicar que, aguas arriba de la confluencia del río Bérchules con el Guadalfeo, el área de la cuenca es de 77 km².

5.2. Las acequias

En la cuenca del río Bérchules, aguas arriba de la estación de aforo de Narila, existe una intrincada red de acequias utilizadas para riego, careo y para trasferir agua entre cuencas.

Existen 26 acequias con una longitud total de 51,6 km (Figura 5.1). Del total, 21,4 km son acequias de careo.

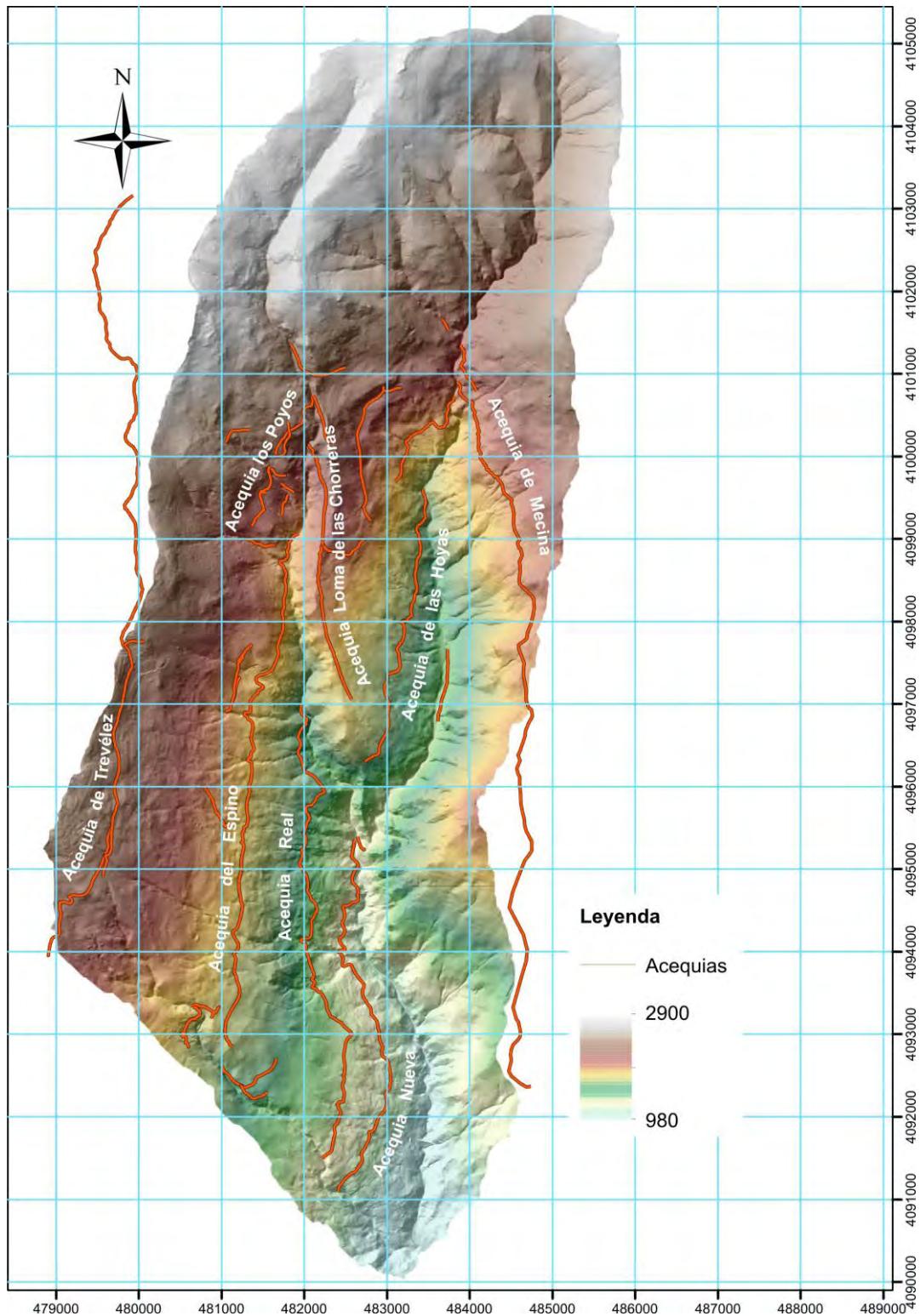


Figura 5.1. Red de drenaje del río Bérchules y acequias principales.

En el entorno de Sierra Nevada se denomina “careo” al proceso por el que el agua superficial derivada de la cabecera de los ríos de alta montaña se recarga en las laderas de esas cuencas, mediante unos canales excavados en la tierra, denominados acequias de careo (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). En efecto, el agua derivada por los intrincados sistemas de acequias de careo de Sierra Nevada, se pierde, una parte, durante su transporte por la propia canalización, y otra, se vierte, intencionadamente, hacia las zonas de mayor permeabilidad, todo ello antes de la temporada de riego (Figura 5.2). Se consiguen de esta forma 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 e iv) incrementar la baja concentración en sales del agua subterránea para mejorar su calidad como agua de abastecimiento a la población (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 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 (Plaza-García y García-Rubia, 2010).

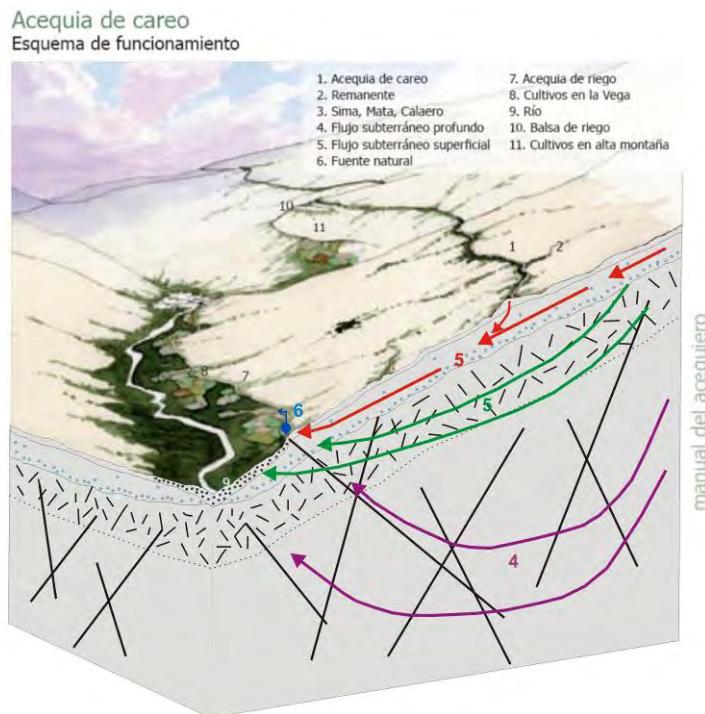


Figura 5.2. Esquema de funcionamiento de las acequias de careo (Modificado de Espín et al., 2006)

El río Chico, antes de su confluencia con el Grande, en el paraje conocido como Junta de los Ríos, cuenta con un buen número de acequias que influyen notablemente en su funcionamiento hidrológico.

En la zona más alta del río Chico se sitúan numerosas acequias de pequeña longitud, como la acequia del Poyo Alto, con 13,7 ha de riego asociadas, situadas en los parajes de Los Poyos y Poyo Enmedio, cerca de la divisoria con el río Grande. Aguas abajo se sitúa la acequia de Los Praos, que se utiliza para careo y riego de prados, cuando hay abundancia de agua en la acequia de El Espino. Antes de la toma de la acequia de El Espino, por la margen izquierda del río sale la acequia de La Chorrera, que se utiliza de forma análoga a la acequia de Los Praos.

En el río Chico, aguas abajo de su intersección con el camino Sulayr, se sitúa la principal acequia de careo de la cabecera del Bérchules, la acequia de El Espino, también denominada acequia Colambar.

La acequia de El Espino se deriva por la margen derecha del río Chico y se describe con más detalle a continuación, dado su especial repercusión en el funcionamiento del río Bérchules. Esta acequia consiste en un canal excavado en rocas metamórficas que parte de una derivación existente en el río Chico de Bérchules (figuras 5.3 y 5.4). Una sencilla construcción denominada “toma”, de piedras y lajas de esquisto dispuestas en el cauce del río, sin argamasa, deriva el agua del río hacia la acequia (figura 5.3). La acequia tiene una longitud de 7.070 m, una anchura media de canal de 1,5 m. Comienza, en su toma, con una altitud de 1.998 m s.n.m. y termina en la Sima de Bérchules (figura 5.5), con 1.820 m s.n.m. La altitud media de la acequia es de 1.905 m y su pendiente media de 6,8 %. Durante su recorrido y antes de llegar al punto de vertido total, que se realiza en la zona de la Sima de Bérchules o de Márcula, no existe ninguna derivación para riego. Las únicas dos derivaciones adicionales que existen permiten dirigir el agua hacia las zonas de careo de la Sima de Los Helechales y la Sima del Barranco de Montina (ver figura 5.4).

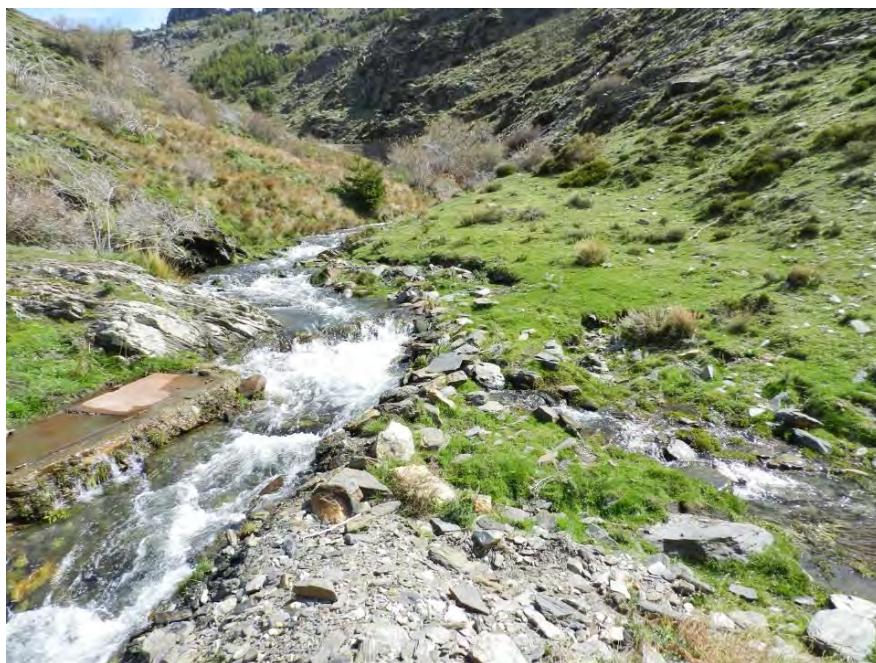


Figura 5.3. Fotografía de la toma de la acequia de El Espino en el río Chico de Bérchules.

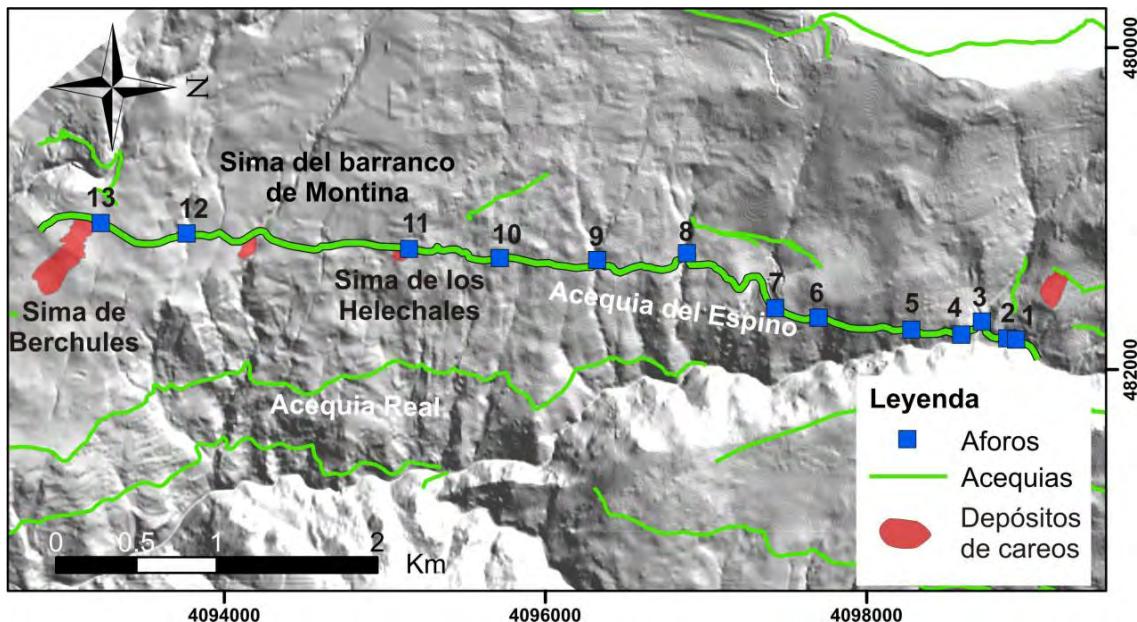


Figura 5.4. Situación de las simas y de los puntos de aforo en la acequia de El Espino. En los puntos de aforo 1 y 13 se han instalado dos sensores de nivel para la lectura de la altura de agua en continuo.

La Sima de Bérchules (figuras 5.4 y 5.5) constituye el principal área de recarga de la acequia de El Espino. Consiste en una superficie cubierta de pasto, de escasa pendiente, que cubre un área de 32.328 m², y que se caracteriza por presentar un sustrato con una alta capacidad de infiltración. De similares características, pero con menor superficie, son las simas de Los Helechales (4.910 m²) y la del barranco de Montina (2.117 m²). Estas presentan una altitud media de 1.888 y 1.866 m s.n.m., respectivamente.



Figura 5.5. Fotografía de la sima de Bérchules. En la imagen se observa el vertido de agua desde la acequia de El Espino para su infiltración en el acuífero.

Con motivo de este proyecto, se realizó una campaña de prospección geofísica mediante tomografía eléctrica, con objeto de definir la geometría de los materiales detríticos que afloraban en la sima de Bérrchules y que se relacionan con el depósito de los materiales arrastrados por la acequia a lo largo de su periodo de uso. Al mismo tiempo, se quería conocer si existían zonas de fractura, bajo el citado relleno, que estuvieran relacionadas con la alta capacidad de infiltración de la sima. El procedimiento metodológico se ha presentado en el capítulo 2 de esta Memoria. La posición de los perfiles tomográficos se representa en la figura 5.6. Dos de ellos son transversales a la sima (P1 y P3) y un tercero longitudinal (P2).

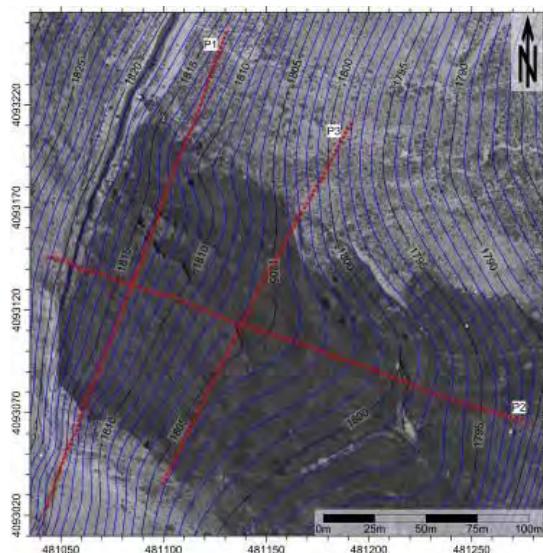


Figura 5.6. Localización de los perfiles de resistividad y polarización inducida realizados.

El perfil P1 corta al careo transversalmente en su parte alta. Para la realización de este perfil se han utilizado un total de 80 electrodos dispuestos según un espaciado de 3 m. La longitud total del perfil es de 240 m (figura 5.7) y la penetración alcanzada es de 40 m. El perfil topográfico realizado es prácticamente llano.

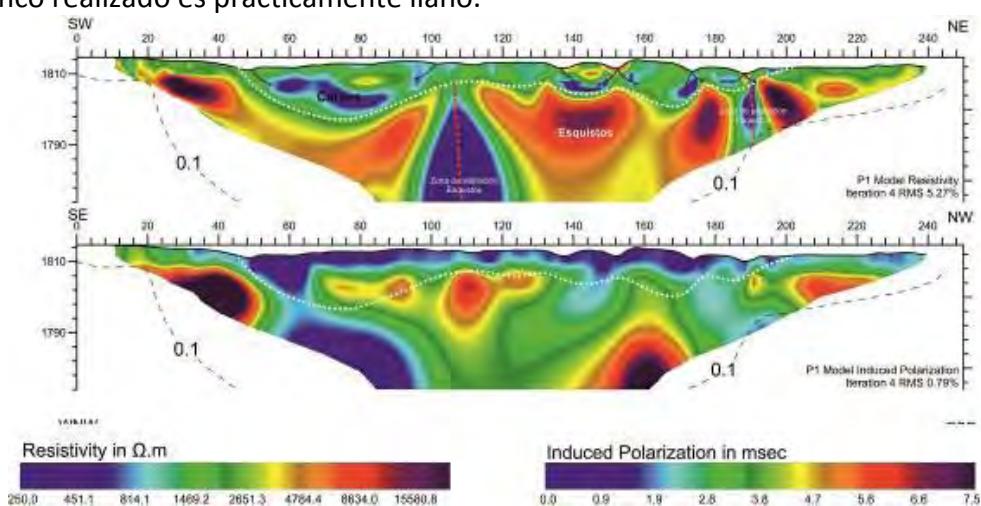


Figura 5.7. Perfil P1 de tomografía eléctrica interpretado: a) modelo de resistividad; b) modelo de polarización inducida.

En el modelo de resistividad se observa una primera capa superficial con valores de conductividad comprendidos entre 250-2000 Ωm , que se acuña paulatinamente hacia ambos bordes. Esta zona tiene un espesor medio de 10 m, si bien en algunos sectores (alrededor del metro 70 y del 170) se alcanza una potencia máxima de 15 m. Bajo esta capa, aparece otra muy resistiva que se continúa hasta la parte más profunda del perfil, con valores comprendidos entre 2500-15000 Ωm . A lo largo de la longitud del perfil, esta capa se ve interrumpida bruscamente en dos sectores por zonas muy conductoras (250-500 Ωm) elongadas en la vertical. Una de ellas, la de mayor entidad, se localiza hacia el metro 110 de perfil y la otra de menor tamaño en el metro 190, aproximadamente.

En el modelo de polarización inducida se observan por lo general valores bajos de polarización. Las zonas con mayor anomalía se encuentran a cota 1800 y 1810 m s.n.m en el sector central y extremos del perfil.

El perfil P2 (figura 5.8) se ha realizado longitudinalmente al careo, en su parte central. Tiene una longitud de 240 m, con un espaciado entre electrodos de 3 m, y la penetración alcanzada es de 40 m. El inicio del perfil se encuentra topográficamente por encima de la acequia de careo. Este perfil, realizado en la línea de máxima pendiente, muestra una diferencia de cota entre su inicio y su final de aproximadamente 32 metros.

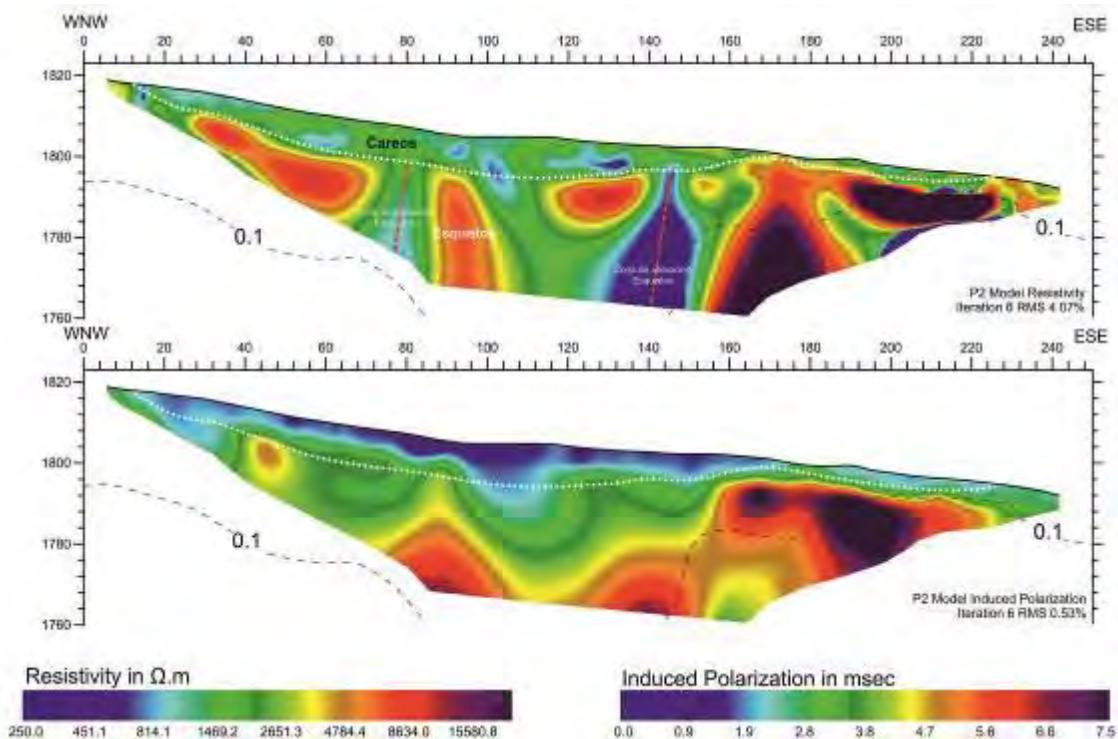


Figura 5.8. Perfil P2 de tomografía eléctrica interpretado: a) modelo de resistividad; b) modelo de polarización inducida.

En el modelo de resistividad se observa una primera capa superficial con valores comprendidos entre 400 y 2000 Ωm . Dicha capa tiene un espesor medio de 10 m, si bien hacia los bordes del perfil se acuña. La mayor potencia se encuentra entre los metros 40 y 160, donde alcanza los 15 metros de espesor, pero en el sector final del perfil (entre los metros 170 y 200) su potencia es mínima, alrededor de 5 metros. Bajo esta capa, se encuentra otra más potente con valores de resistividad que están comprendidos entre 1500 y 15000 Ωm . Esta capa ocupa todo el perfil en profundidad y aflora en superficie hacia sus extremos. Esta formación resistiva se encuentra alterada en los metros 80 y 150 por zonas verticalizadas con valores de resistividad bajos, que oscilan entre 250 y 800 Ωm . En el modelo de polarización inducida se registra un aumento gradual de la polarización en profundidad hasta alcanzar un valor de 7,5 msec. Este incremento de la cargabilidad es más acusado en el extremo oriental del perfil.

El perfil P3 (figura 5.9), de igual orientación que P1, corta transversalmente a la sima pero en su zona central. Tiene una longitud de 180 metros en dirección SSO-NNE. El espaciado entre electrodos ha sido, como en el resto de perfiles, de 3 m.

Al igual que en los dos perfiles anteriores, en el modelo de resistividad se observa una primera capa superficial con valores relativamente bajos de resistividad, en torno a 600-1500 Ωm . Está situada en la zona superficial, a lo largo de los dos primeros tercios del perfil, hasta el metro 140 aproximadamente. Esta zona tiene un espesor medio de 10 m, si bien alrededor del metro 90 se alcanza un espesor máximo de 15 m. Esta capa se acuña, hasta desaparecer en el extremo norte de la transversal, donde aparecen valores de resistividad mucho más elevados que se continúan hasta la parte más profunda del perfil, con valores comprendidos entre 2500-15000 Ωm . A lo largo de la longitud del perfil, esta capa se ve interrumpida bruscamente en dos sectores por zonas muy conductoras elongadas en la vertical. Una de ellas se localiza hacia el metro 70 de perfil y la otra en torno al metro 120, aproximadamente.

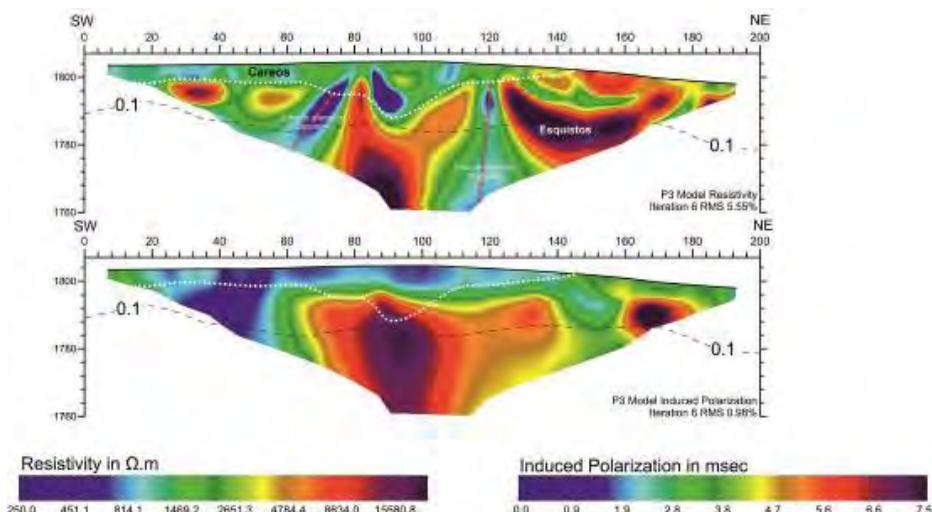


Figura 5.9. Perfil P3 de tomografía eléctrica interpretado: a) modelo de resistividad; b) modelo de polarización inducida.

En el modelo de polarización inducida se observan dos grandes cuerpos con alta cargabilidad relativa, con valores máximos de 7,5 mseg. Ambos situados por debajo de la cota de 1800 m s.n.m entre los metros 60-130 y 160-180, respectivamente.

La diferenciación de cuerpos con distintos valores de resistividad y polarización inducida permite correlacionar dichos valores con las distintas formaciones y estructuras geológicas existentes en una región. En la figura 5.10 se muestra una vista 3D de la intersección de los 3 perfiles de resistividad realizados en el careo. Estos perfiles se encuentran muy próximos entre sí y en una zona bastante homogénea con lo cual, los distintos valores de resistividad y polarización inducida, son coherentes y pueden interpretarse de forma conjunta.

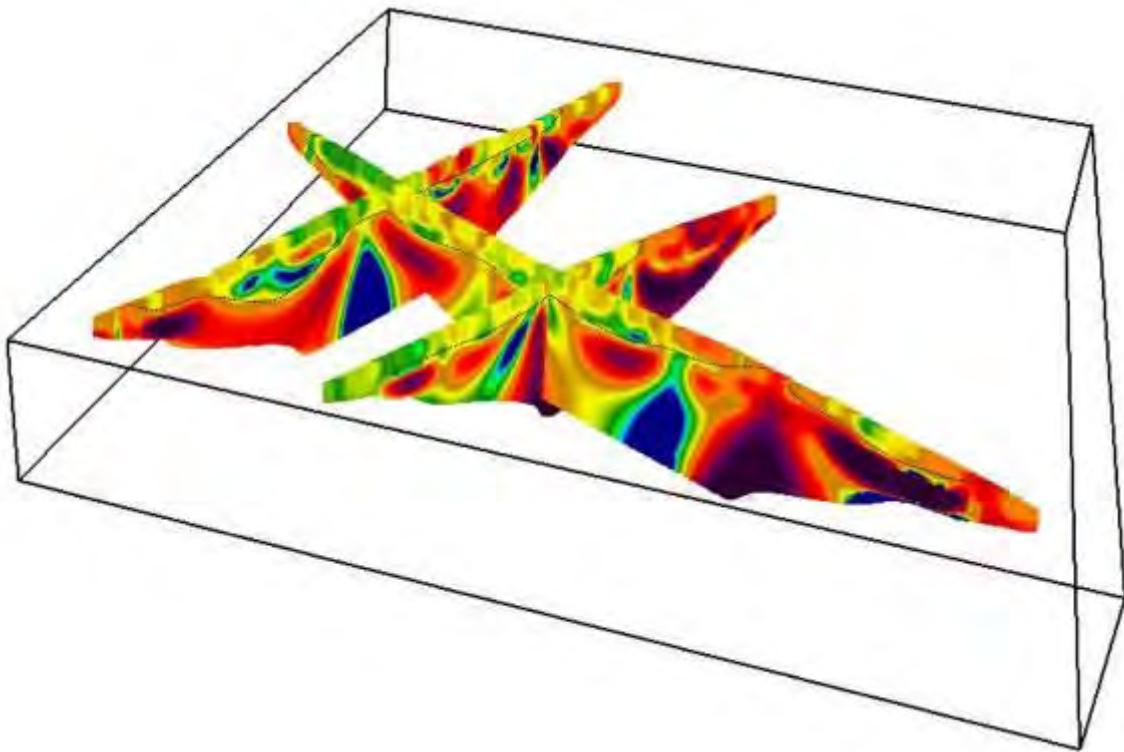


Figura 5.10. Vista 3D de los tres perfiles de resistividad realizados.

En la parte más superficial de todos los perfiles, se identifican los sedimentos finos que constituyen la zona del careo y que presentan valores de resistividad y de polarización inducida relativamente bajos. La geometría de esta formación se define de manera similar en los tres perfiles realizados. En todos ellos muestra una potencia media de 10 metros, con depocentros que alcanzan los 15 metros.

Hacia los extremos de los perfiles, esta formación se acuña y bajo ella se observan valores de resistividad mucho más elevados. Estos valores de resistividad mayores se corresponden con los esquistos que se encuentran a la base del depósito donde se realiza el careo y que ocupan el resto del perfil hasta su parte más profunda.

En los esquistos se produce también un leve aumento de la polarización inducida en relación, probablemente, con la presencia de minerales metálicos y/o grafito. Finalmente, el cuerpo de alta resistividad que constituyen los esquistos se ve interrumpido en varios sectores por zonas verticales muy conductoras. Estas zonas de baja resistividad deben estar asociadas a fracturas en los esquistos por las que el agua que se vierte al careo podría circular preferentemente.

Respecto al funcionamiento de la acequia se indica que, en los años secos, empieza a derivar agua en noviembre-diciembre y no suele llegar hasta marzo-abril a la Sima de Bérrchules. Durante todo ese periodo, se produce una importante infiltración de agua por el lecho de la acequia, antes de que el agua alcance la sima. En los años con lluvias medias y/o abundantes (años húmedos), se deriva agua del río más tarde. Durante la época de deshielo el agua se vierte en la Sima de Bérrchules hasta que se supera su capacidad de infiltración y el agua empieza a escurrir por su superficie. En ese momento, se abren las derivaciones de las simas de Los Helechales y del Barranco de Montina y se cierran las de la Sima de Bérrchules. Al final de la época de careo, se reduce el caudal derivado del río y el agua no llega a la Sima de Bérrchules, por lo que se abren primero, la derivación de Los Helechales, y segundo, la del Barranco de Montina.

Por otro lado, se quiere añadir que el día 28 de abril de 2015 se realizó una campaña de aforos diferenciales a lo largo de todo el recorrido de la acequia de El Espino (figura 5.11), con objeto de identificar por dónde y cuánto agua infiltra el “sistema hidráulico” asociado a la acequia de careo. Para alcanzar este objetivo se realizaron 13 aforos, resultando caudales comprendidos entre 61 y 234 l/s. En el recorrido hasta la Sima de Bérrchules se infiltraban 173 l/s y en la Sima de Bérrchules 61 l/s, por tanto, todo el caudal se infiltraba en la zona de alteración de los esquistos nevado-filábrides.

Entre la sección de aforo 1, próxima a la toma, con un caudal de 234 l/s, y la sección de aforo 3 (209 l/s) se infiltraban 24,3 l/s (ver figuras 5.4 y 5.11). Estas pérdidas en la acequia se producen fundamentalmente a su paso por una zona de afloramientos de micaesquistos sin alterar. Entre la sección de aforo 3 y la 6 se infiltraba un caudal de 33,2 l/s. Aquí se sitúan unos 15 manantiales entre la acequia de El Espino y la acequia Real, cuyo funcionamiento está íntimamente ligado a la acequia de careo. En el tramo comprendido entre la sección 6 y la sección 12, que trascurre sobre la zona de alteración de los esquistos, se infiltraban unos 50 l/s. Por último, el tramo con mayor infiltración es el comprendido entre la sección de aforo 12 y la 13 (66,6 l/s), en los 540 m anteriores a la llegada de la acequia a la Sima de Bérrchules. Aguas abajo de este sector se sitúan dos barrancos, donde existen numerosos manantiales que aportan agua a la vegetación de ribera de estos afluentes del río Chico.

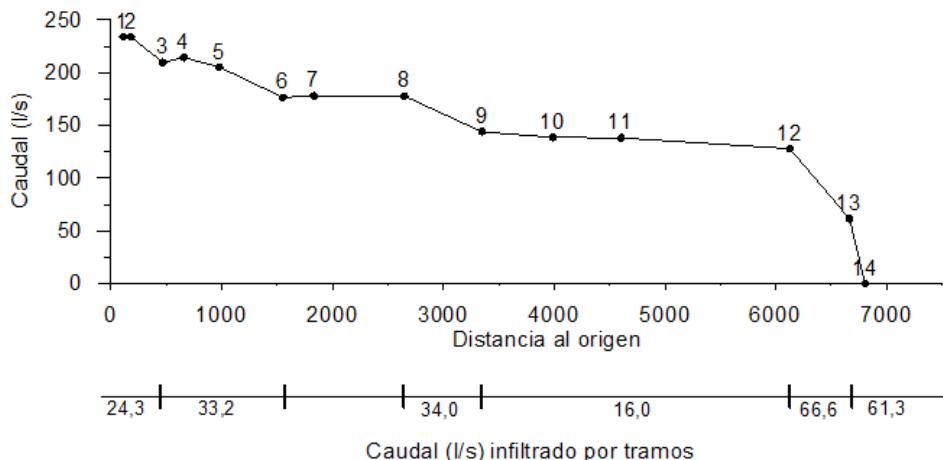


Figura 5.11. Caudal en la acequia de El Espino vs distancia a la toma (28 de abril de 2015).

Aguas abajo de la acequia de El Espino, se sitúa la acequia Real, con 6,6 km de longitud. Esta acequia es utilizada para el riego de unas 63 ha, si bien tiene asociadas unas 130 ha de riego (AMAYA, 2014).

Por su parte, el río Grande, antes de la confluencia con el Chico, también dispone de varias acequias con las que se deriva agua tanto para careo como para riego. La acequia que más afecta al funcionamiento de este río es la acequia de Mecina. Esta acequia deriva las aguas de deshielo de la cabecera del río Grande hacia la cuenca del río Mecina, donde son careadas. No obstante, debe ser destacado el riego de 10,10 ha en la cuenca del Bérchules. Aguas abajo de la toma de la acequia de Mecina, se encuentra la acequia de Las Hoyas (Figura 5.1.), que sale por la margen derecha del río Grande. Esta acequia se utiliza para el riego de 10,7 ha. En el paraje de la Junta de los Ríos, se sitúa la toma de la acequia Nueva de Bérchules, que discurre paralela y a menor cota que la acequia Real. Riega la margen derecha del Bérchules, y tiene asociadas unas 60 ha de riego (AMAYA, 2014).

Debe ser destacada la presencia del Canal de la Central Hidroeléctrica de Bérchules, éste deriva las aguas del río Bérchules, aguas arriba de esta localidad, para luego devolverlas al río, después de ser turbinadas, aguas arriba de la estación de aforo de Narila. Por otro lado, escasos metros antes de la estación de aforo de Narila, existen cuatro pequeñas acequias de riego de la Comunidad de Regantes del Guadalfeo Narila-Cadiar, que son, en la margen derecha, las acequias del Cajigal y del Higuerón, y en la margen izquierda la acequia Alta y la Acequia del Molino. Estas acequias, que riegan fuera de la cuenca de estudio, suelen dejar seco el río, a la altura de la estación de aforo de Narila, durante los estiajes de los años secos.

Por último, se cita la acequia de Trevélez (6,4 km, hasta su entrada en la cuenca del Bérchules y 5 km en la cuenca). Esta acequia trasvasa aguas de la margen izquierda del río Trevélez hacia la cuenca del río Bérchules, donde son careadas. Años atrás, esta acequia también transportaba aguas para riego a la población de Juviles. La existencia de varios tramos deteriorados, antes de entrar en la cuenca vertiente del Bérchules, han provocado, durante los últimos años, que el volumen aportado por la acequia de Trevélez hacia la cuenca del Bérchules sea prácticamente despreciable.

5.3. Manejo del agua en la cuenca del río Bérchules

El manejo ancestral del agua, que se hace en la cabecera del río Bérchules, modifica sustancialmente su régimen de funcionamiento. Las condiciones climáticas semiáridas que concurren en esta cuenca, con una alta variabilidad de la precipitación, la escasa capacidad de regulación del acuífero, debido al reducido espesor de la zona de alteración de los esquistos y la alta pendiente del terreno, que impide la construcción de embalses, constituyen una serie de elementos limitantes que dificultan la regulación del agua para su uso agrícola.

Pese a las condiciones adversas, los musulmanes, que introdujeron los sistemas de regadío en La Alpujarra, encontraron una solución que permitía retardar la salida del agua de estas cuencas. El procedimiento empleado consistía en derivar el agua de la época de deshielo hacia las zonas más altas de las laderas de los valles, mediante las acequias de careo (figura 5.2). Estas acequias fueron diseñadas para infiltrar agua en la zona de alteración de las rocas duras. Según las condiciones del terreno, las acequias de careo se construían para infiltrar agua a lo largo de su recorrido o bien, para recargar agua en puntos localizados, en las que era conocida una alta capacidad de infiltración. Por otro lado, estas acequias alimentaban los pastos de las zonas altas de la cuenca antes de la época estival. Posteriormente, durante el estío, las acequias de careo dejaban de utilizarse y comenzaban su labor las acequias de riego. Estas acequias captaban el caudal de estiaje del río, que estaba considerablemente aumentado, con respecto al que presentaría en estado natural, gracias a la recarga realizada con las acequias de careo. Asimismo, los retornos de regadío (riego a manta) de las terrazas de cultivo más altas surgían por distintos manantiales que eran recogidos en las acequias de riego situadas a menor altitud.

La solución alcanzada es probablemente la más adecuada y es posible que esta sea la causa por la que antiguas civilizaciones, sin conexión, que han habitado este tipo de cuencas de alta montaña han llegado a encontrar soluciones análogas al mismo problema. En este sentido, resulta sorprendente el fuerte paralelismo entre los esquemas de gestión del agua que se realizan mediante las acequias de careo de Sierra Nevada y las amunas precolombinas del Perú, en la falda de los Andes, o la de algunos bofedales colombianos. En opinión de Mantecón (2014), los esquemas de manejo del agua seguidos en Sierra Nevada y en los Andes, a pesar de estar tan distantes, presentan varios elementos en común, entre los que destacan los siguientes: son sistemas de gestión válidos desde el punto de vista científico-técnico, han perdurado al paso del tiempo y requieren una gestión comunal.

Cuando se estudian las analogías y las diferencias entre los sistemas de manejo del agua que utilizan acequias de careo, en la Alpujarra granadina, y las amunas, de San Andrés de Tupicocha o las de Huarochiri, se comprueba que ambos procedimientos tienen una fuerte influencia en la ordenación territorial. Las poblaciones locales y sus zonas de cultivo de regadío se suelen asentar junto a manantiales en laderas o bofedales, conectados hidráulicamente con zonas de careo bien identificadas.

El esquema de manejo y gestión del agua realizado por la Comunidad de Regantes de Bérchules en el río Bérchules viene ejecutándose con el mismo procedimiento desde tiempos inmemoriales. La intensa labor de campo realizada durante el año hidrológico 2014-15 ha permitido sintetizar este proceder en la figura 5.12.

Como puede observarse en la figura 5.12, a comienzo del año hidrológico 2014-15, en el mes de octubre, el río funcionaba en régimen natural, es decir ninguna de las acequias existentes estaba derivando agua del cauce del río. En noviembre, se empieza a derivar agua hacia la acequia de El Espino, que es la principal acequia de careo de la cuenca, y es la que recarga, entre otros, los principales manantiales de abastecimiento a la población de Bérchules. Entre noviembre y febrero la acequia se fue “cargando”. Todo el caudal derivado se infiltraba en su totalidad varios kilómetros aguas arriba de la sima de Bérchules. En marzo, la actividad de las acequias eclosiona. Todas las acequias de careo entran en funcionamiento. La acequia de Trevélez comienza a derivar agua desde el río Jérez, tributario del Trevélez, hacia la cuenca del Bérchules. Lamentablemente, los caudales trasvasados han sido mucho menores que los captados. Apenas llegaban 20-30 l/s en tandas de siete días, durante el periodo comprendido entre marzo y abril. Por su parte, la acequia de Mecina hace lo propio hacia la cuenca del Mecina, habiéndose aforado caudales punta superiores a los 300 l/s. Las pequeñas acequias de careo de la cabecera del río entran en funcionamiento, recargando agua en distintas zonas de pasto. Asimismo, la acequia de El Espino, funciona a máximo rendimiento, infiltrando toda el agua derivada del río Chico, en su trayecto hacia la Sima de Bérchules y en la propia Sima. Por otro lado, las acequias destinadas a regadío también comienzan a derivar agua, no a pleno rendimiento, en este periodo lo prioritario es el careo. En este sentido, el agua de las principales acequias de riego, durante los primeros meses de la campaña de riego, es utilizada para el riego de pastos, si bien, la acequia Real cuenta con una pequeña sima, aguas arriba del núcleo urbano de Bérchules, que es recargada durante este periodo. Una vez se redujo el caudal en los ríos Chico y Grande de Bérchules, debido a la finalización del deshielo, en mayo, comenzaron a funcionar, en exclusiva, las acequias de riego.

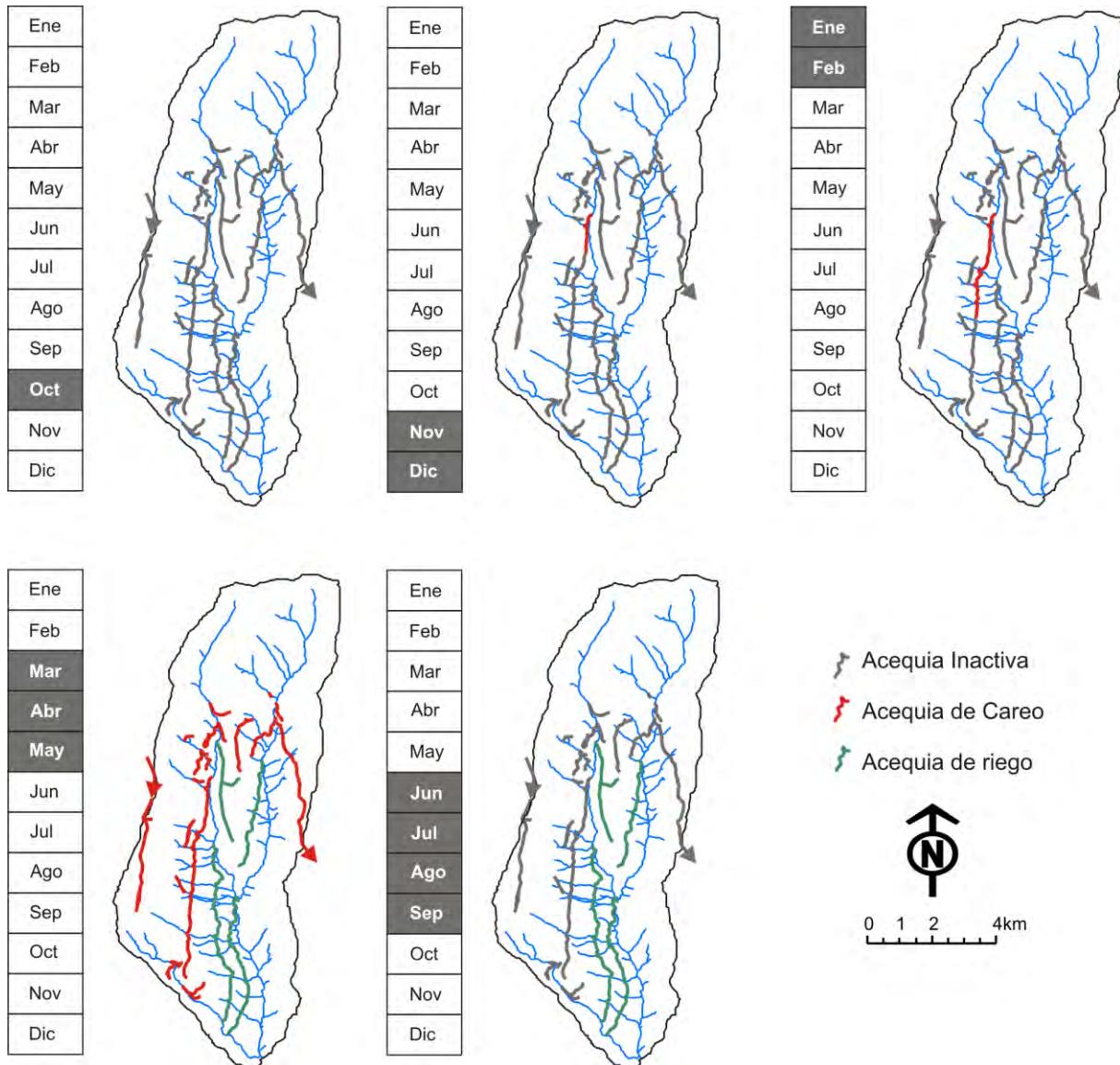


Figura 5.12. Esquema de funcionamiento de las acequias de riego y de careo de la cuenca del río Bérchules, durante el año hidrológico 2014-15.

5.4. Importación y trasferencia de agua en la cuenca del río Bérchules

Desde la cuenca del río Bérchules, y en concreto desde la parte alta del río Grande de Bérchules, se trasfieren recursos durante la época de deshielo hacia la cuenca del río Mecina, tributario del río Adra. Esta trasferencia de recursos se hace mediante la acequia de Mecina. Por su parte, desde el río Trevélez se trasfieren recursos hacia la cuenca del río Bérchules por la acequia de Trevélez (ver figura 5.1).

Para controlar estas trasferencias de agua se seleccionaron dos emplazamientos, próximos a las divisorias de agua entre ambas cuencas y se procedió a su control mediante el periodo de funcionamiento de las citadas acequias. En ambos casos se instalaron sensores limnimétricos automáticos, con una cadencia de medida horaria, y se realizaron distintos aforos directos con micromolinete o con aforador químico para elaborar la correspondiente curva de gasto.

Los datos proporcionados por el sensor instalado en la acequia de la Trevélez, en la divisoria entre las cuencas de Trevélez y de Bérchules, no han podido ser bien analizados, por distintas causas operativas. En este sentido, se debe subrayar que se han realizado seis visitas durante la época de deshielo y solo se han podido hacer aforos en dos de ellas. En dos ocasiones la toma se había cerrado, al estar la acequia en algunos tramos obturada por la nieve. En otras dos ocasiones el agua estaba siendo utilizada en la cuenca del Trevélez. Con todo, considerando el caudal medio aforado 28 l/s y las cuatro tandas registradas por el sensor, con una duración total de 24 días, resultaría un caudal trasvasado hacia la cuenca del Bérchules del orden 0,06 hm³.

En lo que respecta a la trasferencia de agua desde la cuenca del río Bérchules, hacia la cuenca del Mecina se debe indicar que se deriva una importante cantidad de agua desde el río Grande. Buena parte de estos recursos son utilizados para el careo de la margen derecha del río Mecina. En la sección de control, situada bajo un puente, muy cerca de la divisoria, se han hecho doce aforos directos para realizar su curva de gasto. El sensor instalado no registró todo el periodo de actividad y existía una pequeña derivación aguas arriba de la sección, que al parecer, se ha utilizado más de lo habitual durante este año, quedando algunos periodos de actividad sin registrar. De este modo, entre el 24 de marzo de 2014 y el 8 de junio, la acequia de Mecina trasvasó 0,65 hm³, a los que se pueden añadir otros 0,05 hm³ estimados mediante tres aforos realizados en marzo, antes de instalar el sensor. A esta cantidad se deben sumar otros 0,52 hm³ que sería el volumen necesario para restituir los bruscos descensos registrados en el hidrograma de la figura 5.13, en el periodo comprendido entre el 1 de abril y el 15 de mayo.

En el hidrograma representado en la figura 5.13 se puede observar la alta capacidad de transporte de esta acequia (ver figura 5.14), con puntas de caudal que han superado los 400 l/s y que contrastan con el lamentable estado de la acequia de Trevélez.

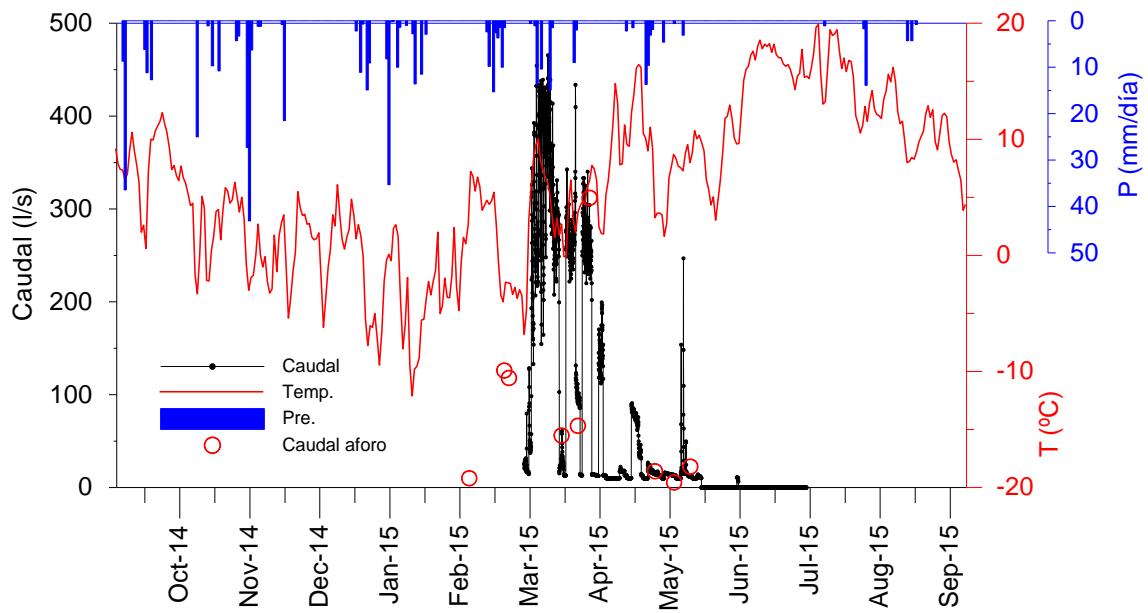


Figura 5.13. Hidrograma de la acequia de Mecina durante el año hidrológico 2014-2015.



Figura 5.14. Imagen del caudal de la acequia de Mecina durante el mes de abril, escasos metros aguas arriba de la sección de control.

5.4. Análisis de las aportaciones del río Bérchules en distintos tramos de su cuenca

La instalación de distintos sensores limnimétricos y el seguimiento, mediante aforos directos, de diez secciones de control ha permitido calcular los volúmenes de agua drenados por el río Bérchules en distintos sectores de su cuenca, durante el año hidrológico 2014-2015. A esta información se han añadido las medidas realizadas durante el periodo 1970-2015, en la estación de aforo de Narila.

5.4.1. Aportaciones en la cabecera de la cuenca del río Bérchules

Las aportaciones de la cabecera de la cuenca del río Bérchules se han controlado en los puentes existentes en la intersección del camino Sulayr con el río Chico y con el río Grande, respectivamente. Aguas arriba de la citada sección de control en el río Grande está la toma de la acequia Mecina (figura 5.1).

En la figura 5.15 se observa la sección de control del río Chico, bajo el puente, la escala y el sensor de nivel, instalado en el interior de un tubo de PVC. En la Figura 5.16 se presenta el hidrograma del río Chico. Este hidrograma es el más representativo del funcionamiento, en régimen natural, del río Chico de Bérchules. Aguas arriba no hay ninguna acequia importante y la morfología del hidrograma es la de un río con comportamiento nival. El caudal se mantiene prácticamente constante, a lo largo del año hidrológico, debido a los aportes subterráneos de la cabecera y aumenta, de forma brusca durante la época de deshielo. Las variaciones de caudal en esta fecha están controladas por la temperatura en la cabecera de la cuenca. Mientras había cobertura nival, los aumentos de temperatura se manifestaban con un aumento de caudal del río. Debe ser indicado que las aportaciones determinadas con la integral de la curva son de $2,35 \text{ hm}^3$ durante el año hidrológico 2014-2015.



Figura 5.15. Fotografía del sensor y de la escala instalada en el río Chico de Bérchules, en su intersección el camino Sulayr.

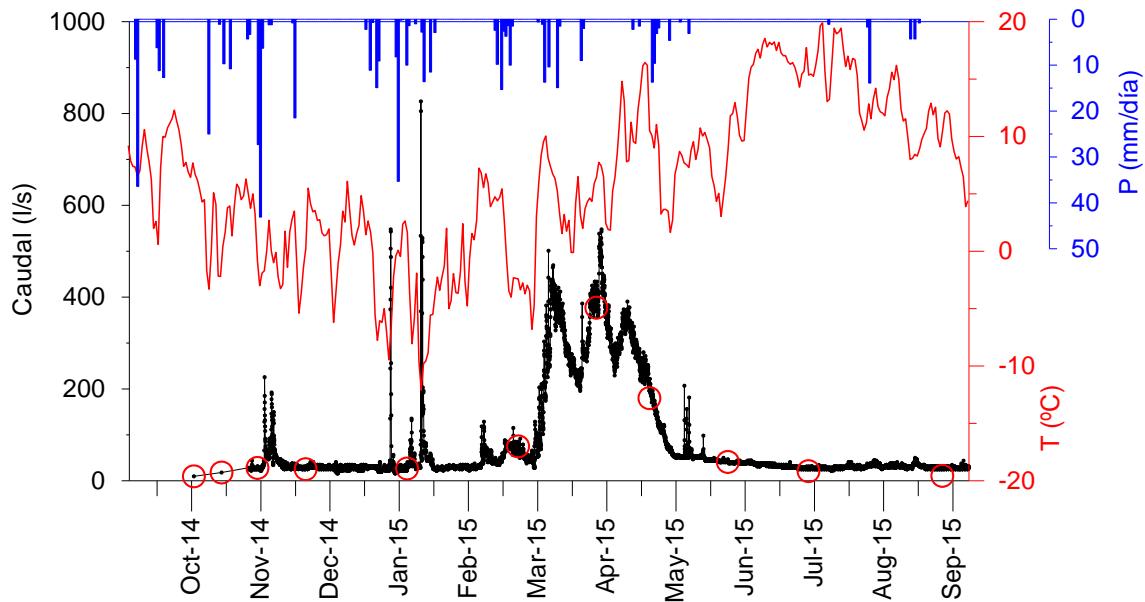


Figura 5.16. Hidrograma del río Chico en su intersección con el camino Sulayr, durante el año hidrológico 2014-2015. Los círculos rojos corresponden a aforos manuales.

Por su parte, en el hidrograma representado en la figura 5.17 se puede comprobar como el río Grande, a su paso por esa sección de control bajo el puente, ya está muy influenciado en su funcionamiento, dado que la práctica totalidad del agua de deshielo ha sido transferida a la cuenca del río Mecina. En la figura 5.18 se ha representado la suma del caudal de las secciones de control del río Chico más la de la sección de control de la acequia de Mecina. En este último hidrograma se comprueba una morfología análoga a la del río Chico, en la sección aledaña. Se trata, por tanto, de otra respuesta claramente nival.

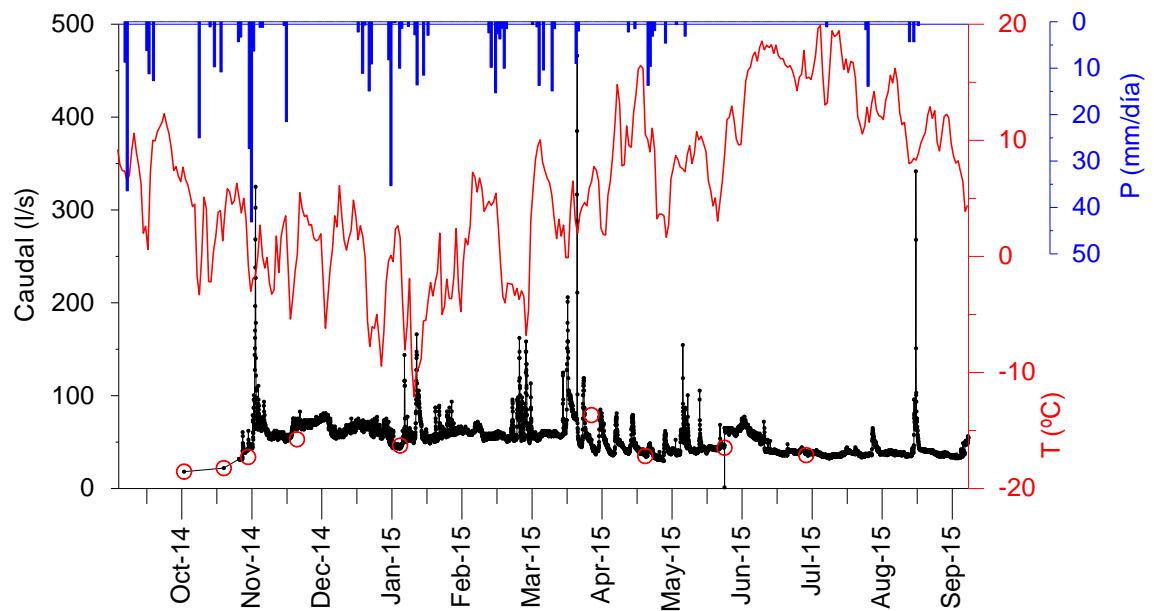


Figura 5.17. Hidrograma del río Grande en su intersección con el camino Sulayr, durante el año hidrológico 2014-2015. Los círculos rojos corresponden a aforos manuales.

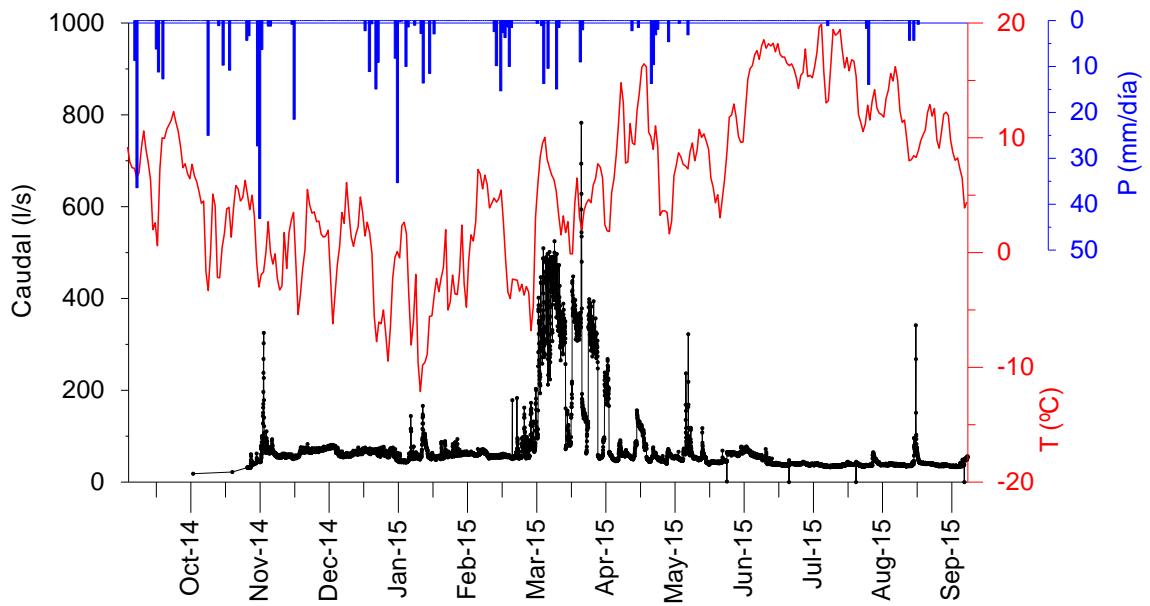


Figura 5.18. Hidrograma del río Grande en su intersección con el camino de los 2000 m, al que se le ha añadido el caudal aforado en la acequia de Mecina (Año hidrológico 2014-2015).

Las aportaciones, conjuntas, medidas en la estación de aforo del puente sobre el río Grande ($1,5 \text{ hm}^3/\text{año}$) y de la acequia de Mecina ($1,2 \text{ hm}^3$) suman $2,7 \text{ hm}^3$ durante el año hidrológico 2014-15. No obstante, se debe indicar que la cuantía total de agua derivada por la acequia de Mecina tiene cierta incertidumbre, por los aspectos antes indicados. Por tanto, las aportaciones que se han generado en la cabecera de los ríos Chico ($2,35 \text{ hm}^3$) y Grande de Bérchules ($2,7 \text{ hm}^3$), con $7,4 \text{ km}^2$ y $15,6 \text{ km}^2$ de cuencas de recepción, respectivamente, son de $5,05 \text{ hm}^3$, durante el año hidrológico 2014-2015. Resultando una tasas de aportación en la cabecera de 220 mm anuales .

5.4.2. Aportaciones en la parte media de la cuenca

Entre las estaciones de control bajo los puentes del camino Sulayr y la Junta de los Ríos hay importantes acequias que afectan, notablemente, al funcionamiento del río Bérchules. En el río Chico, son dos acequias las que detraen una importante cantidad de agua, antes de su confluencia con el río Grande: la acequia de El Espino y la acequia Real.

En la figura 5.19 se han representado los datos de caudal registrados en las dos secciones de control instaladas en la acequia de careo de El Espino (ver puntos 1 y 13 de la figura 5.4). Toda el agua derivada hacia la acequia se ha infiltrado, bien a lo largo de su recorrido por la acequia, bien en la Sima de Bérchules. Por tanto, la integral del hidrograma de la toma de la acequia indica el volumen infiltrado en la campaña de 2014-15. El volumen total infiltrado ha sido de $1.995.812 \text{ m}^3$ de los que 350.550 m^3 se infiltraron en la Sima de Bérchules (entre el 1 de abril y el 15 de mayo de 2015). Es decir, durante esta campaña la mayor cantidad de agua infiltrada se ha producido por el lecho de la acequia ($1,64 \text{ hm}^3$).

El control del caudal que circula por la acequia ha permitido comprobar que es necesario infiltrar un volumen importante de agua ($0,34 \text{ hm}^3$ en esta campaña) para que el agua alcance a la Sima de Bérchules. Entre el 15 de mayo y el 15 de junio, el agua no alcanzaba la Sima de Bérchules, pero se infiltraron $0,263 \text{ hm}^3$, aguas arriba de ésta. Por otro lado, se ha comprobado que el caudal derivado del río debe ser superior a los 150 l/s para que el agua llegue a la citada sima. Otro aspecto que destaca en la figura 5.19 consiste en la evolución paralela de los caudales en el tiempo en las dos secciones de control, con diferencias de caudal del orden de 120 a 300 l/s. Esto vuelve a poner de manifiesto la importante capacidad de infiltración de la acequia a lo largo de su recorrido.

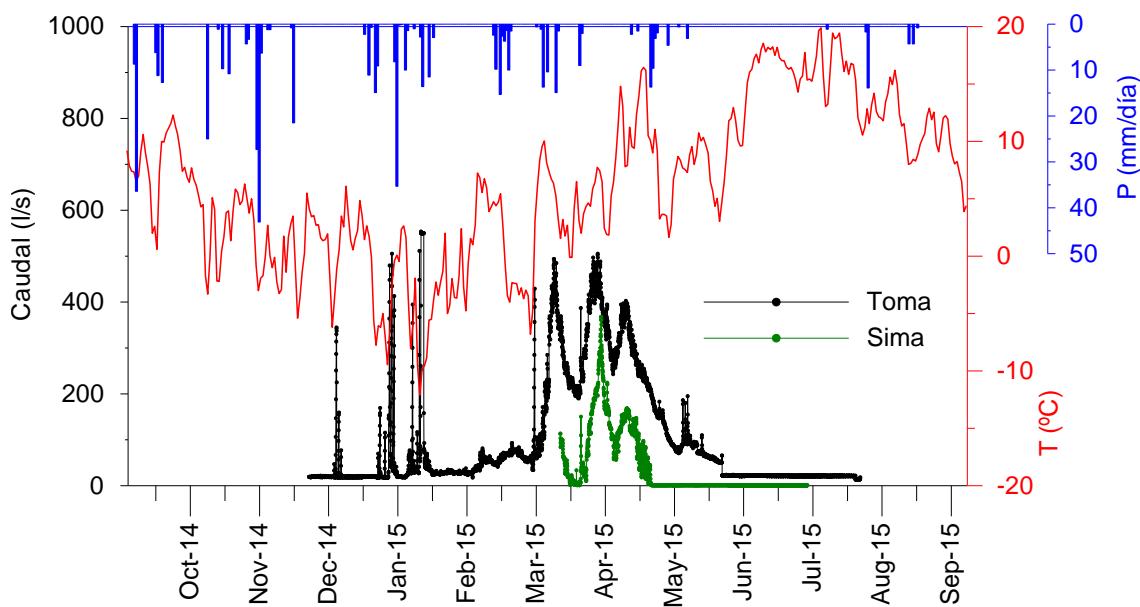


Figura 5.19. Hidrogramas del caudal medido en la toma de la acequia de El Espino (línea negra) y en la entrada de la Sima de Bérchules (línea verde).

Otra acequia que influye notoriamente en el funcionamiento del río Chico, antes de confluir con el río Grande, es la acequia Real. En la figura 5.20 se presenta el hidrograma de esta acequia junto al de la acequia Nueva, que se comenta más adelante. Las aportaciones derivadas del río Chico por la acequia Real se han evaluado en 718.098 m^3 . Estas se destinan fundamentalmente para regadío, si bien existe una pequeña sima, aguas arriba del núcleo urbano de Bérchules, que no ha sido controlada.

La suma del volumen de agua derivado por la acequia de El Espino ($1,99 \text{ hm}^3$) más el detraído por la acequia Real ($0,72 \text{ hm}^3$) es de $2,71 \text{ hm}^3$.

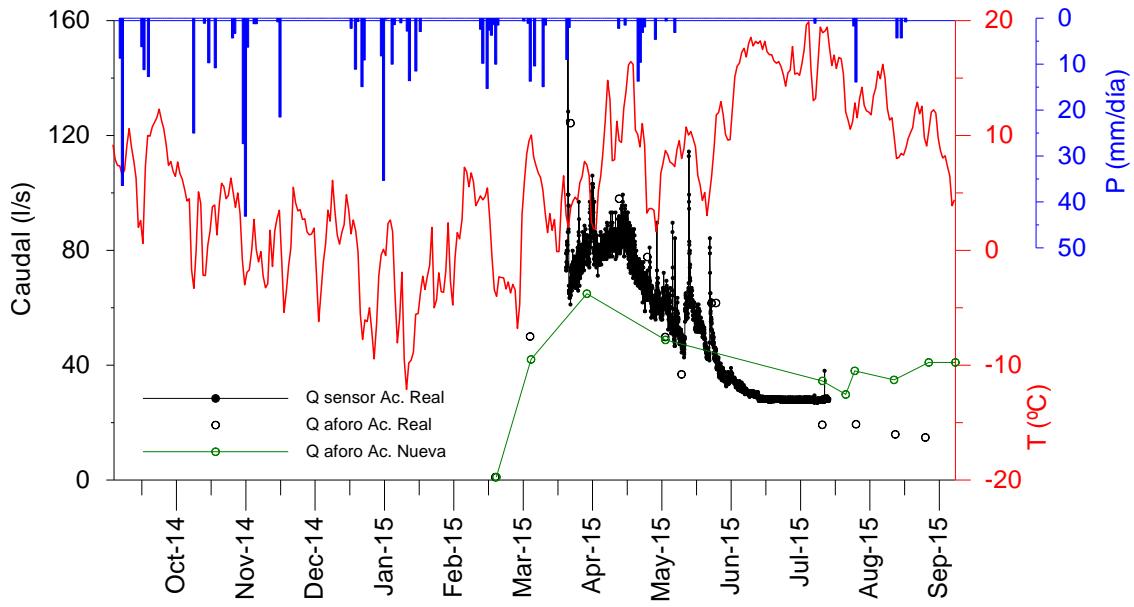


Figura 5.20. Hidrogramas del caudal medido en la toma de la acequia Real y en la toma de la acequia Nueva.

Antes de la confluencia del río Chico con el río Grande, se instaló una sección de control en el río Chico. El hidrograma de esta sección se presenta en la gráfica de la figura 5.21. Las aportaciones calculadas para esta sección son de $2,19 \text{ hm}^3$. Por tanto, entre el puente del camino del Sulayr y la Junta de los Ríos, el río Chico ganó $2,55 \text{ hm}^3$. Estas aportaciones serían debidas a las descargas por flujo hipodérmico y por flujo subterráneo fundamentalmente de la margen derecha del río Chico. Con todo, la superficie considerada sería de $10,2 \text{ km}^2$, habiendo detraído los $7,4 \text{ km}^2$ de la cuenca vertiente al puente de camino de Sulayr. Resulta una tasa específica de aportación de 250 mm/año , frente a los 320 mm/año de su parte más alta.

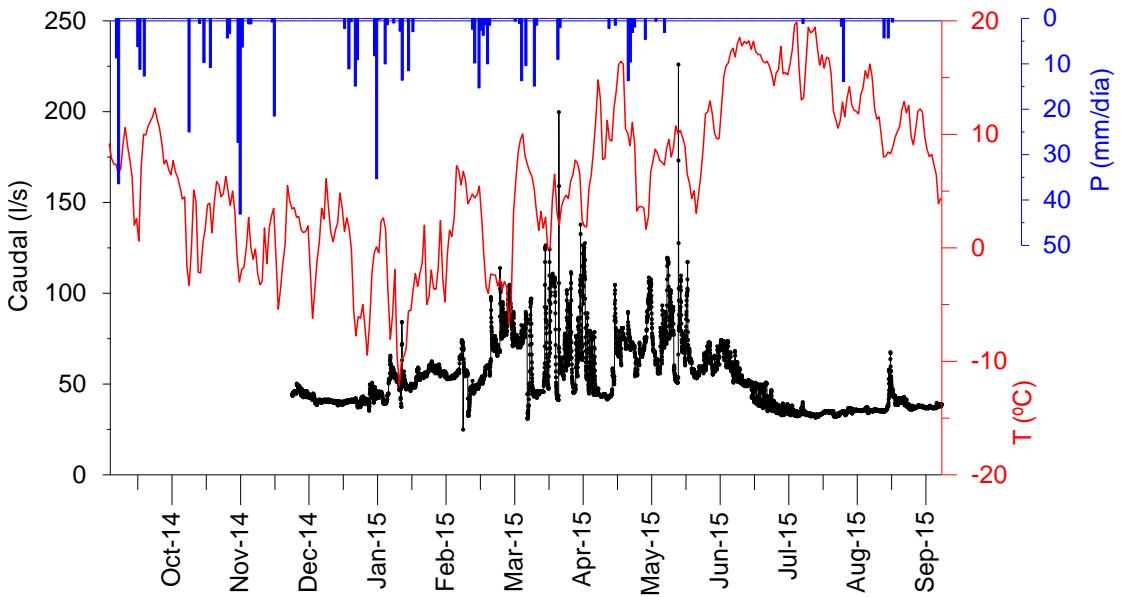


Figura 5.21. Hidrograma del caudal medido en el río Chico, aguas arriba de su confluencia con el río Grande, en el paraje de la Junta de los Ríos.

A escasos metros de distancia de la anterior sección de control, también en el paraje de la Junta de los Ríos, se instaló un sensor para controlar el caudal del río Grande. Este fue destruido deliberadamente. Esta circunstancia desaconsejó la instalación de un nuevo sensor y se optó por realizar aforos directos con una cadencia mensual, coincidiendo con las campañas realizadas para construir las curvas de gasto de todas las secciones de control monitorizadas. El caudal medio aforado en esta sección ha sido de 57 l/s, con un máximo de 152 l/s y un mínimo de 26 l/s. Las aportaciones totales en esta sección se han estimado en 1.385.082 m³/año. Aguas arriba, en la sección del río Grande en el puente del camino Sulayr, se han determinado unas aportaciones de 1.538.129 m³/año. La diferencia de aportaciones puede deberse al caudal derivado por la acequia de las Hoyas, que tiene una pequeña superficie de riego asociada. Con todo, se deduce que las aportaciones subterráneas en este tramo de 5443 m de longitud son prácticamente despreciables.

5.4.3. Aportaciones en el tramo bajo de la cuenca

Entre la Junta de los Ríos y Fuente Agría, 3,2 km aguas arriba de la localidad de Bérchules, existen dos importantes tomas de agua en el río Bérchules. La primera es la de la acequia Nueva, situada en la propia Junta de los Ríos. Esta acequia toma sus aguas tanto del río Grande como del río Chico. El sensor instalado en esta acequia sufrió distintos actos vandálicos que lo destruyeron, por lo que se desistió en su nueva reparación. Pese a estas circunstancias, se tomó la decisión de controlar la sección mediante aforos directos con una cadencia de medida entre quincenal y mensual. Esta labor se ha hecho de forma coordinada con los técnicos de la AMAYA. En la gráfica de la figura 5.20 se presenta el hidrograma resultante de estos trabajos. El volumen total de agua derivado de la acequia, durante el año hidrológico 2014-15 ha sido de 719.749 m³/año.

La segunda de las tomas importantes en este tramo de la cuenca es la del Canal de la Central Hidroeléctrica de Bérchules. Esta central toma las aguas en una represa de hormigón situada aguas arriba de la localidad de Bérchules y vierte, de nuevo, las aguas turbinadas, aguas arriba de la estación de aforo de Narila. Por tanto, todo el caudal derivado es devuelto al río. Pese a estas circunstancias, el funcionamiento de la central influye notoriamente en la variabilidad del caudal que circula por el cauce del río Bérchules, aguas arriba de la estación de aforo de Narila. Las importantes oscilaciones de caudal diario registradas en la estación deben estar relacionadas con la regulación diaria del caudal en una balsa existente antes del salto de agua. En este estudio, se ha procedido a controlar el caudal en el propio canal para tener datos respecto a la relación río-acuífero en el tramo comprendido entre la Junta de los Ríos y la localidad de Bérchules. En este sentido, en el puente de acceso a Fuente Agria, se instaló otro sensor que también fue destruido, aspecto que ha impedido determinar con precisión el caudal que circulaba por el río cuando la central hidroeléctrica estaba operativa.

En la figura 5.22 se representa el hidrograma realizado con el sensor instalado en el canal de la central hidroeléctrica y en la figura 5.23 se hace lo propio con el acondicionado bajo el puente de acceso a Fuente Agria.

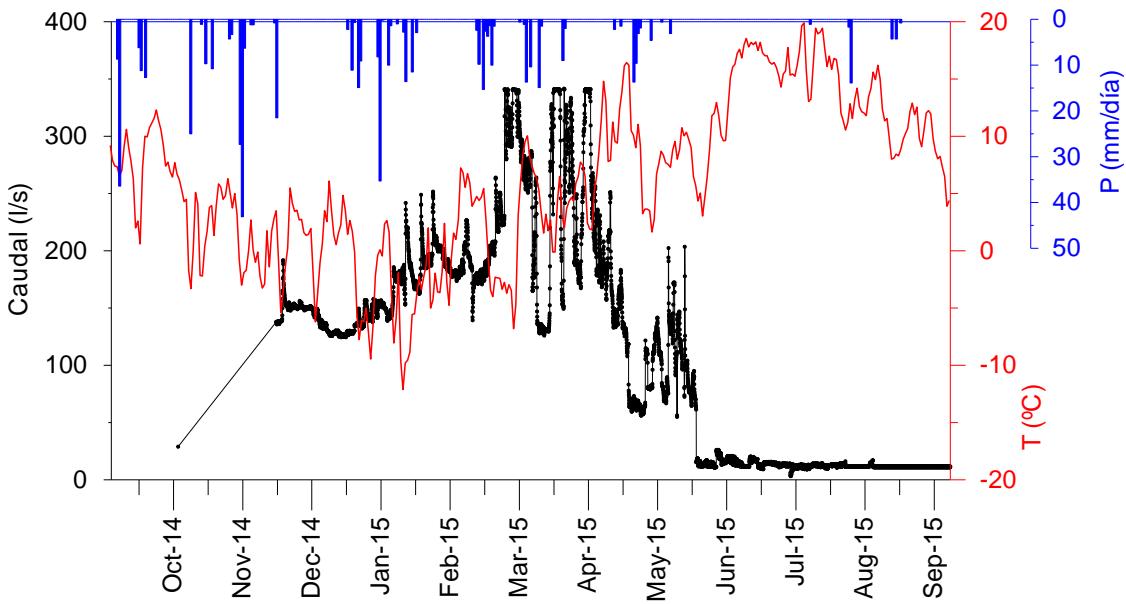


Figura 5.22. Hidrograma del caudal medido en el interior del canal de la Central Hidroeléctrica de Bérchules.

Las aportaciones calculadas en este tramo del río deben ser consideradas con mucha cautela, dado que el caudal en la sección del puente de Fuente Agría no ha podido ser controlado durante todo el año y su alta variabilidad está condicionada por el manejo del agua que se hace en la central eléctrica. De cualquier forma, el volumen de agua que ha circulado por el canal se ha estimado en $3,06 \text{ hm}^3$ y en la sección del puente de Fuente Agria en $0,97 \text{ hm}^3$, lo que suma $4,03 \text{ hm}^3$. Si a esta cantidad se añaden los $0,72 \text{ hm}^3$ drenaídos de la acequia Nueva, suman $4,75 \text{ hm}^3/\text{año}$. La suma de caudales del río Chico y del Grande en la Junta de los Ríos fue de $3,57 \text{ hm}^3$, lo que indicaría que el río es ganador en este tramo, con unas aportaciones del orden de $1,2 \text{ hm}^3$ (100 mm/año).

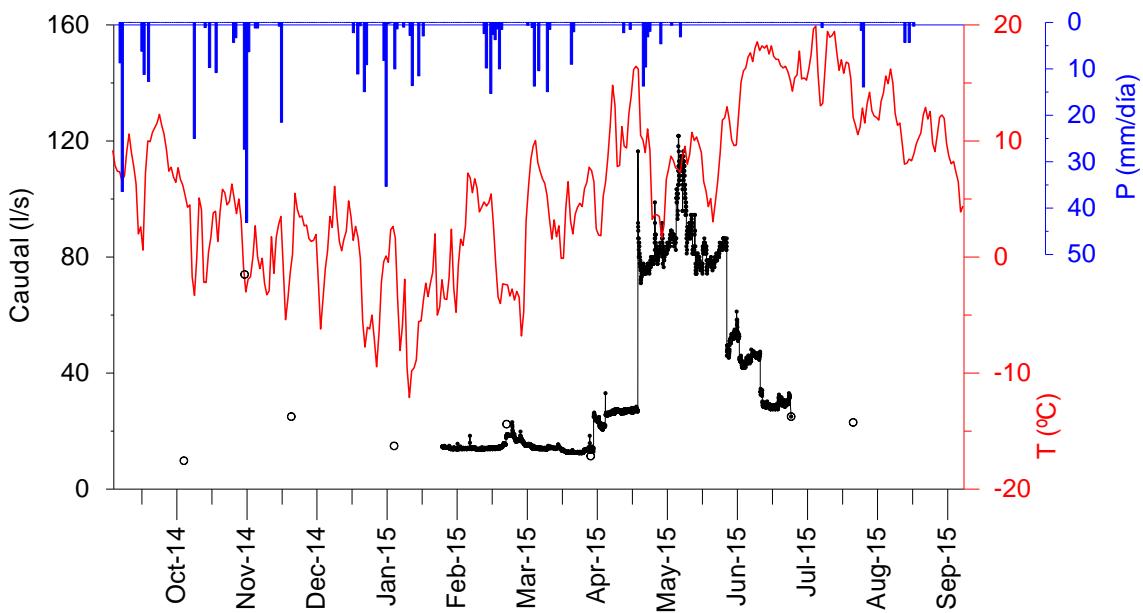


Figura 5.23. Hidrograma del caudal medido en el puente de acceso a Fuente Agria.

Finalmente, si se comparan los volúmenes de agua que han circulado entre el río Bérchules a su paso por esta localidad ($4,03 \text{ hm}^3$) y la estación de aforo de Narila ($5,33 \text{ hm}^3$), se puede comprobar que el río también gana un volumen anual, del orden de $1,3 \text{ hm}^3$ en su tramo más bajo (con una tasa de aportación de 140 mm/año), cifra a la que se deberá añadir el caudal derivado por las acequias ubicadas escasos metros aguas arriba de la estación de Narila, y que no han sido controladas.

5.4.4. Aportaciones del río Bérchules en la estación de aforos de Narila

Las aportaciones medidas en la estación de aforo de Narila durante el periodo comprendido entre enero de 1970 y septiembre de 2015 son de $11,87 \text{ hm}^3/\text{año}$. Durante ese mismo periodo las aportaciones medias calculadas con el modelo HBV (ver capítulo 8) ascienden a $12,44 \text{ hm}^3/\text{año}$. El modelo sobreestima ligeramente estas aportaciones, debido a que en verano el río Bérchules no lleva apenas agua, a causa de las derivaciones para riego, que se le hacen aguas arriba de la estación de aforo, y a que en determinados años hidrológicos con altas precipitaciones la estación de aforo no funcionó.

En la tabla 5.1 y en la figura 5.24 se muestran los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Bérchules. Además, tanto en la tabla como en la figura se han incorporado las aportaciones medias mensuales que resultan del modelo realizado con el código HBV (Capítulo 8) y las aportaciones mensuales del año hidrológico 2014-15. Estas últimas resultan de $5,3 \text{ hm}^3$.

	Oct	Nov	Dic	En	Fe	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Ap. Obs.	0.46	0.95	1.28	1.62	1.39	1.43	1.52	1.70	1.03	0.29	0.07	0.14	11.87
Ap. Sim.	0.46	0.82	1.27	1.73	1.45	1.60	1.57	1.73	1.06	0.45	0.16	0.16	12.44
Ap. 14-15	0.36	0.60	0.77	0.68	0.63	0.77	0.71	0.50	0.31	0.00	0.00	0.00	5.33

Tabla 5.1. Aportaciones mensuales en la estación de aforo de Narila. Ap. _{Obs.} Aportaciones medias del periodo comprendido entre enero de 1970 a septiembre de 2015. Ap. _{Sim.} Aportaciones medias simuladas con HBV para el periodo 1970-15. Ap. ₁₄₋₁₅. Aportaciones mensuales durante el año hidrológico 2014-15.

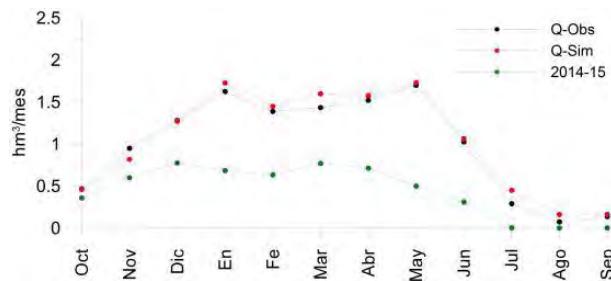


Figura 5.24. Aportaciones mensuales del río Bérchules en la estación de aforo de Narila. Q. _{Obs.} Aportaciones medias del periodo comprendido entre enero de 1970 a septiembre de 2015. Q. _{Sim.} Aportaciones medias simuladas con HBV para el periodo 1970-15. Q. ₁₄₋₁₅. Aportaciones mensuales durante el año hidrológico 2014-15.

Un primer análisis de estos datos permite comprobar que los recursos medios de la cuenca son del orden de los 12 hm³/año, a los que habría que añadir el consumo de agua para uso agrícola (el de abastecimiento se puede considerar despreciable) y el agua trasferida, por la acequia de Mecina hacia esa cuenca hidrológica. Las entradas procedentes desde la cuenca del Trevélez se pueden considerar mínimas debido al mal estado de la acequia durante el periodo 1970-2015.

En la figura 5.25 se presenta el hidrograma de la estación de aforo de Narila durante el año hidrológico 2014-2015. En el primero de los gráficos se representan los datos de caudal, con una cadencia de medida de 15 minutos y el caudal que resulta del aforo con micromolinete mensual que se hace en la estación de aforo. Los importantes saltos de caudal diarios que se observan deben estar relacionados con el embalse y desembalse de agua que se realiza en la central eléctrica de Bérchules.

En el siguiente hidrograma se presenta la evolución del caudal medio diario frente a la temperatura media diaria y a la precipitación diaria registrada en la parte alta de la cuenca, en la estación de los TAJOS de Breca. Se observa que no existe mucha correlación entre las variables meteorológicas y el caudal del río. Este hecho está vinculado con el manejo del agua que se hace aguas arriba de la estación de aforo.

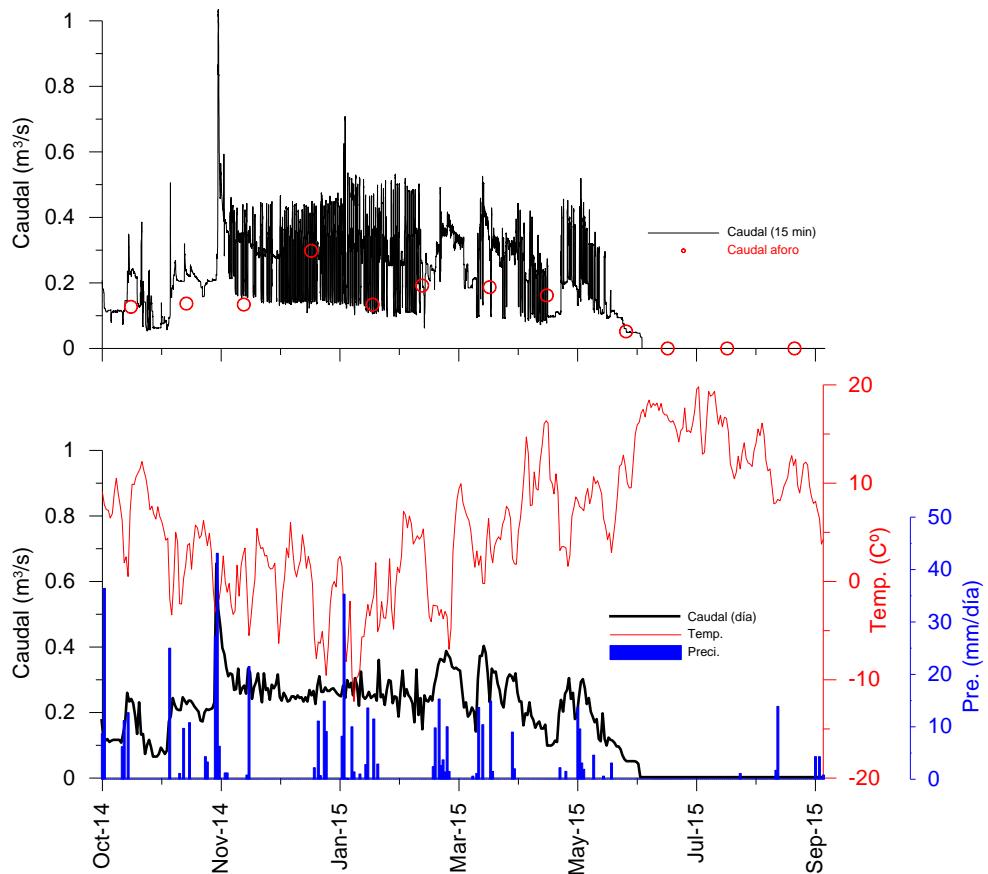


Figura 5.25. Hidrograma del río Bérchules en la estación de aforo de Narila durante el año hidrológico 2014-2015. Caudales medios diarios.

El hidrograma del año 2014-15 ha sido muy inercial. Los caudales se han mantenido entorno a los 0,25-0,3 m³/s entre noviembre y abril, para iniciar a descender en cuantía hasta su total agotamiento en junio. Este año, al ser más seco que la media, la práctica totalidad del agua de deshielo se deriva por las acequias de careo y por ello, el pico de caudal del deshielo no se detecta en la estación de aforo. El otro pico que suele producirse en enero tampoco ha tenido su reflejo en la estación de aforo, dado que las lluvias, escasas, coincidieron con un periodo de bajas temperaturas y se produjeron, en su mayoría en forma de nieve.

En junio, el caudal en la estación de aforo se anula. En esas fechas la demanda agrícola es máxima y las acequias de riego derivan la totalidad del caudal, en especial escasos metros aguas arriba de la estación de aforo, donde cuatro pequeñas acequias detraen los mínimos caudales que alcanzarán la estación.

5.5 Consideraciones finales

La existencia de la estación de aforo de Narila ha permitido comprobar que las aportaciones medias del periodo 1970-2015, que alcanzan a la estación, son del orden de 12 hm³/año. Durante el año en el que se ha realizado este proyecto (2014-15) las aportaciones medidas en la estación de aforo han sido de 5,3 hm³. Es decir, el año estudiado es un año de tipo seco con unas aportaciones muy por debajo de la media.

Para analizar el comportamiento hidrológico del río desde su cabecera hasta la estación de aforo de Narila ha sido necesario instalar una red de control hidrológico temporal, dado que el estudio solo contaba con un año de financiación. Estas circunstancias han obligado a recurrir a la instalación de sensores limnimétricos y la elaboración de aforos directos en secciones irregulares del río en distintas épocas del año, con objeto de determinar la curva de gastos de cada sección. La destrucción de varios sensores, por actos vandálicos, en todos los casos, y las dificultades de acceso a muchos de los puntos de aforo han hecho que el número de medidas realizado no sea el óptimo, pero el importante esfuerzo realizado ha permitido avanzar notablemente en el grado de conocimiento de las relaciones río-acuífero en esta cuenca de alta montaña de la vertiente sur de Sierra Nevada.

La morfología de los hidrogramas de la cabecera del río nada tiene que ver con la del hidrograma medio de la estación de aforo de Narila, ni con la del hidrograma de esta misma estación durante el año hidrológico 2014-15 (ver figura 5.26). En la cabecera los hidrogramas del río Chico y del río Grande son claramente nivales, con un caudal de base prácticamente constante, debido a las aportaciones subterráneas, que se ve notablemente incrementado durante la época de deshielo. En la estación de aforo de Narila, la morfología del hidrograma del río es muy inercial, prácticamente plano durante todo el año hidrológico, pero con un rápido agotamiento relacionado con el inicio de la época de riego.

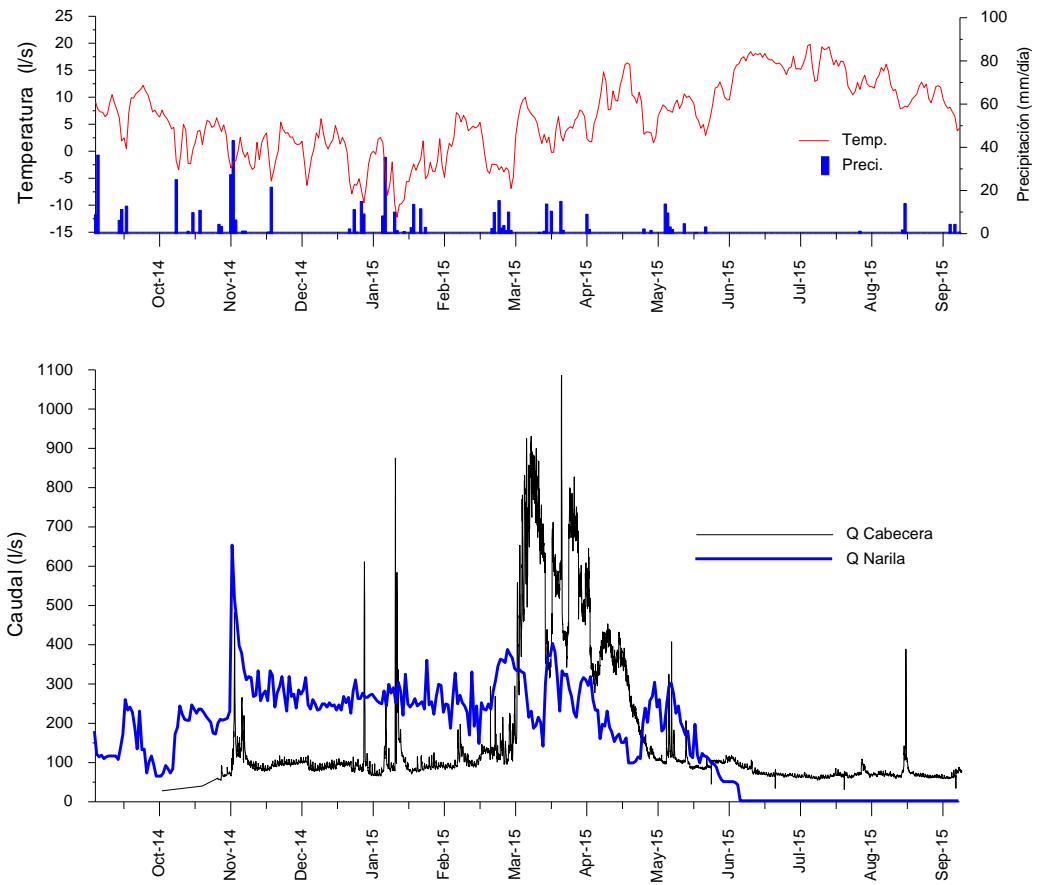


Figura 5.26. Hidrograma de los tributarios del Bérchules a 2000 m s.n.m. (determinado con la suma de los caudales medidos en el río Chico, el río Grande y en la acequia de Mecina) frente al hidrograma medido en la estación de aforo de Narila (Año hidrológico 2014-2015).

Las notables diferencias en el comportamiento del río entre la parte alta y baja de la cuenca se explican gracias al sabio, a la vez que ancestral, manejo del agua que se realiza en la cuenca de Bérchules. En efecto, las acequias de careo de cabecera, y en especial la acequia de El Espino, derivan las aguas del río para su recarga en el acuífero asociado a la zona de alteración de las rocas metamórficas. La recarga con estas acequias se concentra, fundamentalmente, en la margen derecha de los ríos, dado que las laderas oeste de los barrancos son más suaves, al haberse desarrollado a favor de la esquistosidad.

En la cabecera del río Berchules (figura 5.27), los aportes subterráneos, en un año seco, son del orden de $2,7 \text{ hm}^3$. Aguas abajo, entre los 2000 m de altitud y la Junta de los Ríos, los aportes subterráneos han sido evaluados en $2,55 \text{ hm}^3$. Entre la Junta de los Ríos y Bérchules, el acuífero aporta $1,2 \text{ hm}^3$ y otros $1,3 \text{ hm}^3$ entre este punto y la estación de aforo de Narila. Es decir, las aportaciones subterráneas son esenciales para el funcionamiento de río en los años secos y buena parte de ellas proceden de la ladera donde se realizan actuaciones de careo y donde están las superficies de riego.

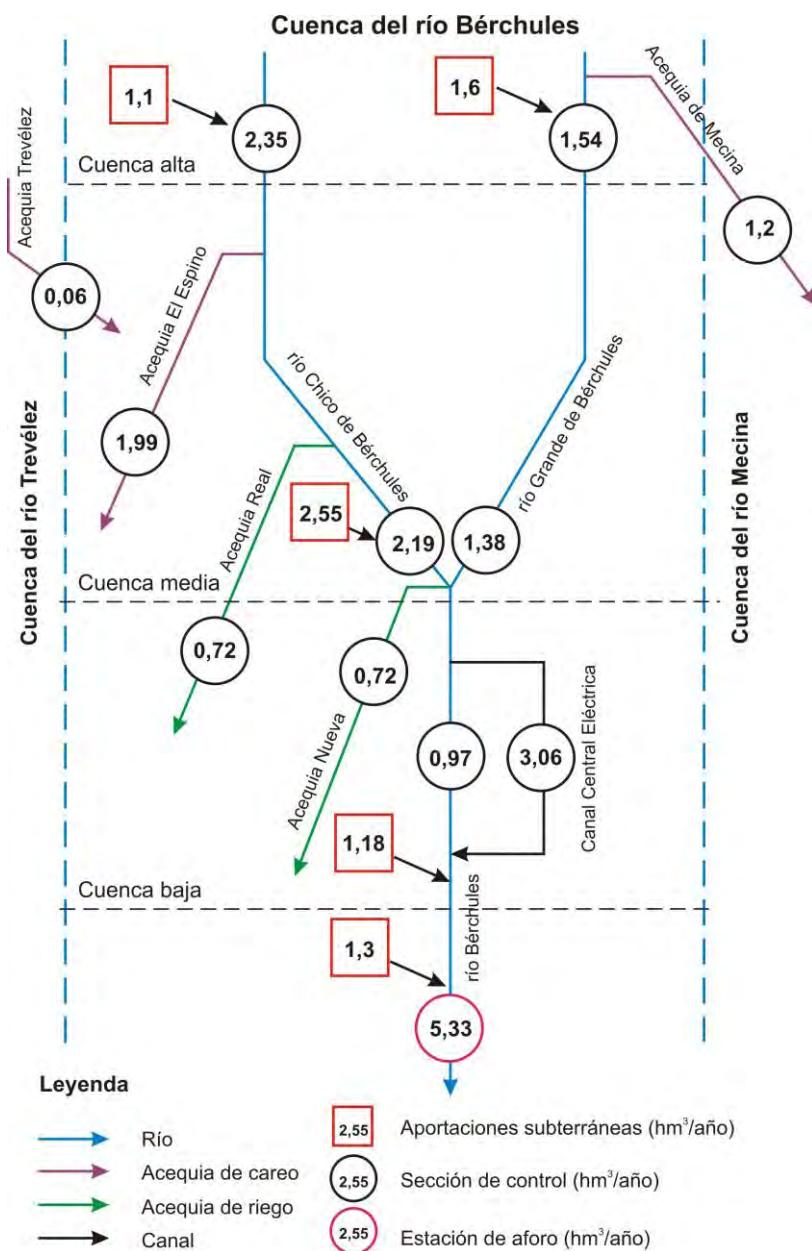


Figura 5.27. Esquema tipológico del río Bérchules, con cifras de aportaciones en hm³, correspondientes al año hidrológico 2014-2015.

Por otro lado, se debe indicar que el seguimiento de las principales acequias de regadío ha permitido comprobar que han sido derivados para ese fin unos 1,5 hm³. Al agua derivada por las acequias Real y Nueva, hay que añadir el agua utilizada por otras acequias menores y el agua que es captada directamente de los manantiales existentes a media ladera, aguas abajo de la acequia de El Espino. La cifra indicada coincide, de forma aproximada, con las estimaciones de consumo agrícola (1,5 hm³ en el año hidrológico 2014-15) realizadas por las investigadoras M.P. González-Dugo y E. Carpintero, E. del IFAPA de Córdoba mediante técnicas de teledetección (Com. Per.).

6. El Acuífero Superficial de Bérchules

6.1. Geometría y límites

El Acuífero Superficial de Bérchules (en adelante ASB), que se define por primera vez en este trabajo, lo constituyen los materiales de la zona de alteración superficial de los esquistos navado-filábrides más las formaciones superficiales permeables recientes que se superponen a los anteriores. Se desconoce su espesor medio (Figura 6.1). Las profundidades medias de perforación de los sondeos existentes son del orden los 70 m, no obstante, es posible que la principal zona productiva de los sondeos no se encuentre a más de 30-40 m de profundidad. Si se pretende avanzar en el conocimiento hidrogeológico de este acuífero, será necesario acometer sondeos de investigación hidrogeológica con los que determinar el espesor de la zona de alteración, la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento de los materiales, entre otras variables.

De los 67,6 km² de superficie que dispone la cuenca hidrológica del río Bérchules, 59,2 km² los constituyen afloramientos permeables. En 8,4 km² afloran esquistos sin alterar (afloramientos rocosos), a los que se supone una permeabilidad baja. En 51,3 km² los micaesquistos presentan una importante zona de alteración, que permite el desarrollo de un suelo que es utilizado desde antaño para la agricultura. Asimismo, destacan por su elevado interés hidrogeológico los 3,4 km² de afloramientos de derrubios periglaciares y los 2 km² de los depósitos asociados a los deslizamientos, denominados en la zona “poyos”, por su disposición aplanada que contrasta con las fuertes pendientes del entorno. Las permeabilidades de los materiales de la zona de alteración no son muy elevadas, sin embargo los derrubios periglaciares y los materiales asociados a los deslizamientos presentan una mayor permeabilidad, aspecto que permite conseguir unas elevadas tasas de infiltración, de un agua que posteriormente es almacenada en la zona de alteración de los esquistos.

6.2. Inventario de puntos de agua

En el marco de los trabajos llevados a cabo en la cuenca hidrológica del río Bérchules se han inventariado 629 puntos de agua. Su distribución puede observarse en los mapas de las figura 6.1 a la 6.3. Del total de puntos inventariados, 20 son sondeos de pequeño diámetro, con profundidades inferiores a 70-100 m, que suelen extraer caudales modestos utilizados como apoyo al regadío. Los otros 609 puntos son manantiales, zonas de surgencias o de rezumes de aguas subterráneas. La mayoría de ellos con caudales modestos (<0,2 l/s) y un buen número muestran un funcionamiento temporal. Dentro de estos pueden diferenciarse varias tipologías en función de su ubicación en la cuenca, de su temporalidad y de su relación con estructuras geológicas o geomorfológicas.

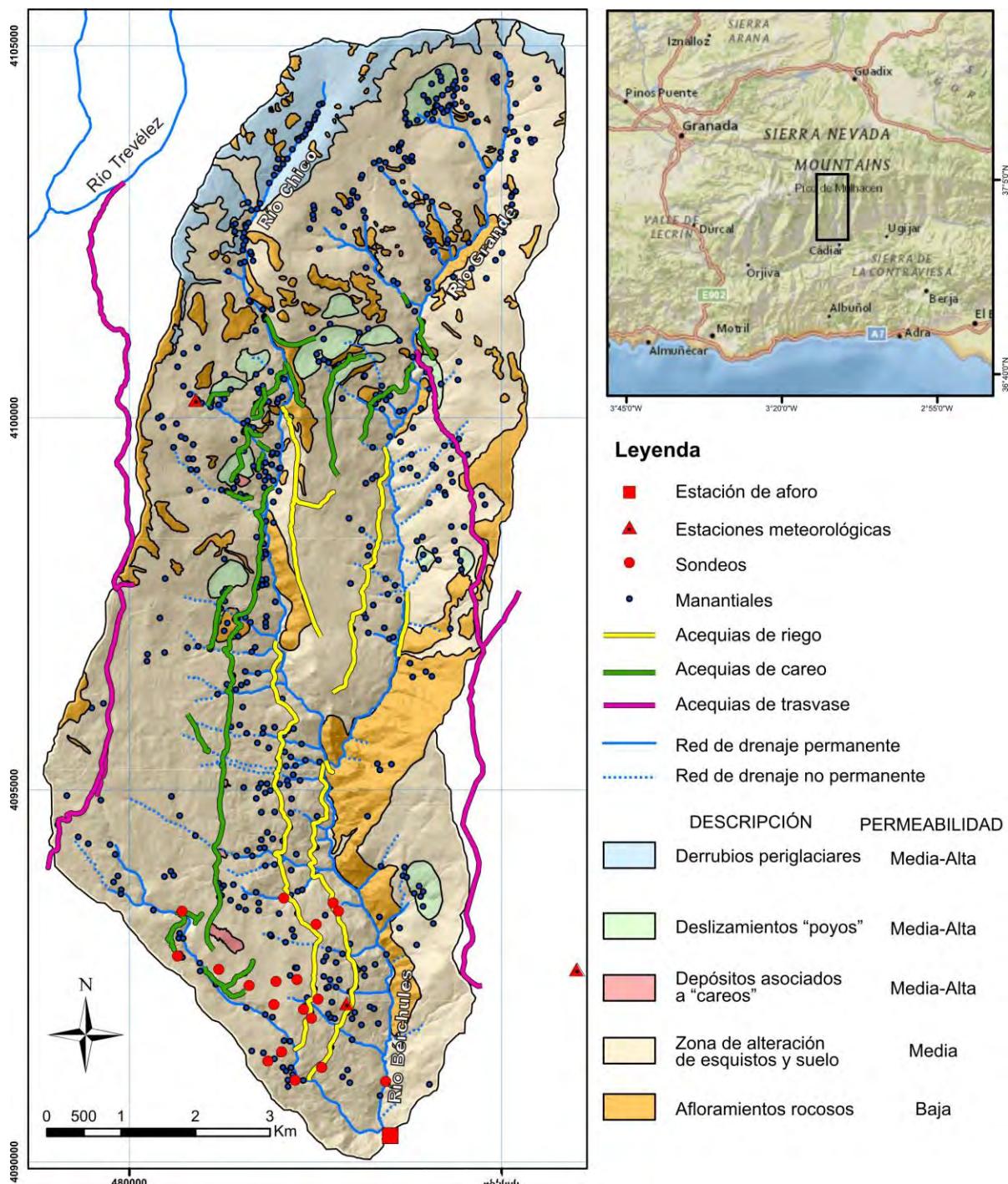


Figura 6.1. Mapa hidrogeológico del Acuífero Superficial de Bérrchules. Se ha incluido el inventario de puntos de agua, las acequias, estaciones meteorológicas y la ubicación de la estación de aforo de Narila.

Sorprende el importante número de surgencias que se localizan en cotas elevadas (174), el 29% del total (Figura 6.2.). Se trata de surgencias puntuales localizadas a cotas comprendidas entre 2165 m y 2790 m, a veces con caudales de varios litros por segundo, que funcionan durante el estiaje.

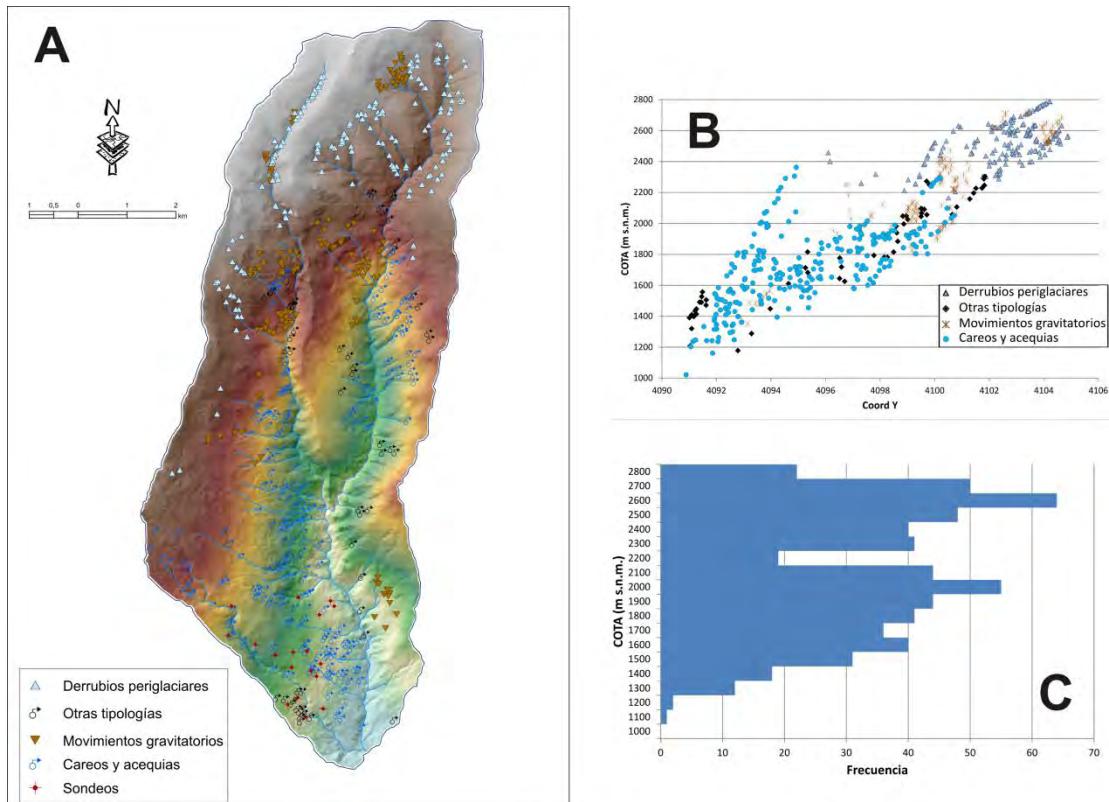


Figura 6.2. (A): mapa digital del terreno de la Cuenca del Bérrchules y situación de puntos de agua en relación con su tipología. (B): relación entre la tipología de los manantiales, su cota y su ubicación en función de la coordenada Y. (C): Histograma de frecuencia de aparición de manantiales en función de su cota.

Las zonas alomadas de las cumbres presentan una intensa alteración, con presencia de mantos de derrubios periglaciares heredados que pueden alcanzar uno o dos metros de espesor (figura 6.1). Bajo ellos aparece una zona de roca alterada. Los manantiales surgen preferentemente en las zonas donde la pendiente se hace mayor y disminuye o desaparece el espesor de los derrubios. Tienen carácter temporal, pues las cumbres aparecen con una cobertura nival durante gran parte del año, desde el otoño a la primavera. Cuando comienza el deshielo, los suelos se empapan de agua y conforme el hielo se retira la van drenando lentamente, debido a que, en general, su permeabilidad es moderada. Al principio, solo funcionan durante las horas más cálidas del día, pues durante la noche la salida del agua se interrumpe por congelación, para poco a poco incrementar el periodo diario de drenaje alimentando los tramos altos de los cauces y arroyos. De esta forma aseguran, en la cabecera de la cuenca, un caudal permanente en los ríos y arroyos durante todo el estiaje.

Otro rasgo importante, al que también se asocian algunos de los manantiales situados a cotas elevadas, es la existencia de lóbulos de solifluxión que afectan a una extensa zona de la ladera derecha de la cuenca media del Bérchules. Actualmente están enmascarados y fijados por las plantaciones de pinos que se llevaron a cabo entre los años 50 y 60 del pasado siglo, si bien se observan con nitidez en las fotografías aéreas de 1958 y en los modelos digitales del terreno. Por su parte, el conjunto de manantiales y surgencias relacionados con movimientos de ladera es de 135, lo que supone un 22 % del total. Los más importantes aparecen a cotas comprendidas entre 1600 m y 2200 m, aunque también pueden localizarse a cotas inferiores (ver figura 6.3).

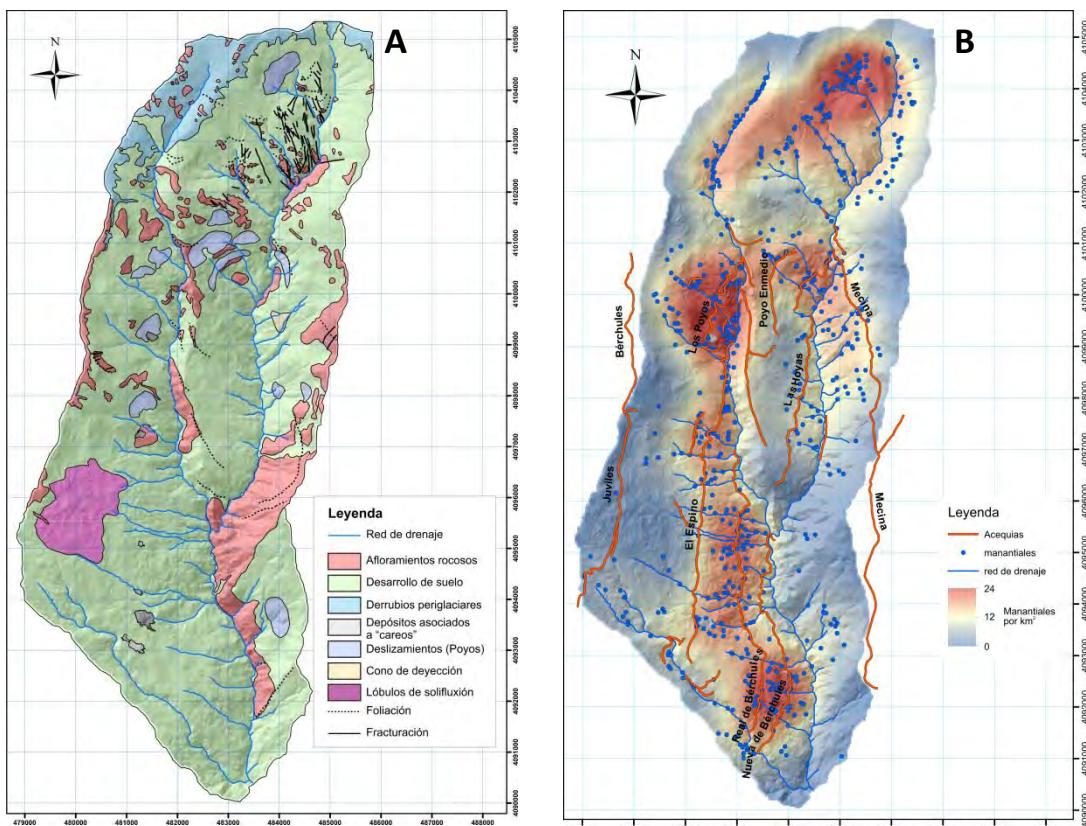


Figura 6.3. (A): Mapa de formaciones geomorfológicas cartografiadas en la cuenca del Bérchules. (B): Mapa de densidad de manantiales y situación de las principales acequias.

Muchos de los manantiales que surgen en las cotas altas son manipulados por el hombre desde tiempos inmemoriales. El agua se distribuye desde el mismo punto de surgencia para favorecer el crecimiento de pastos que serán aprovechados por el ganado vacuno (borreguiles). Después es canalizada en pequeñas acequias y careada en otras zonas aguas abajo, donde se generan nuevos pastos y se favorece su infiltración, lo que da lugar a la aparición de nuevos manantiales a cotas inferiores. Este proceso se repite paulatinamente de tal forma que se consigue retrasar la salida del agua de la cuenca con un sabio aprovechamiento, que fertiliza las laderas, genera una gran biodiversidad y consigue la disponibilidad de agua en muchas otras zonas de la cuenca.

En la figura 6.4 se muestra un ejemplo en el que las aguas de las surgencias más altas son distribuidas por acequias y por las barranqueras hacia zonas más permeables, como puede ser un deslizamiento, haciendo surgir numerosos pastizales y favoreciendo la aparición de nuevos manantiales.

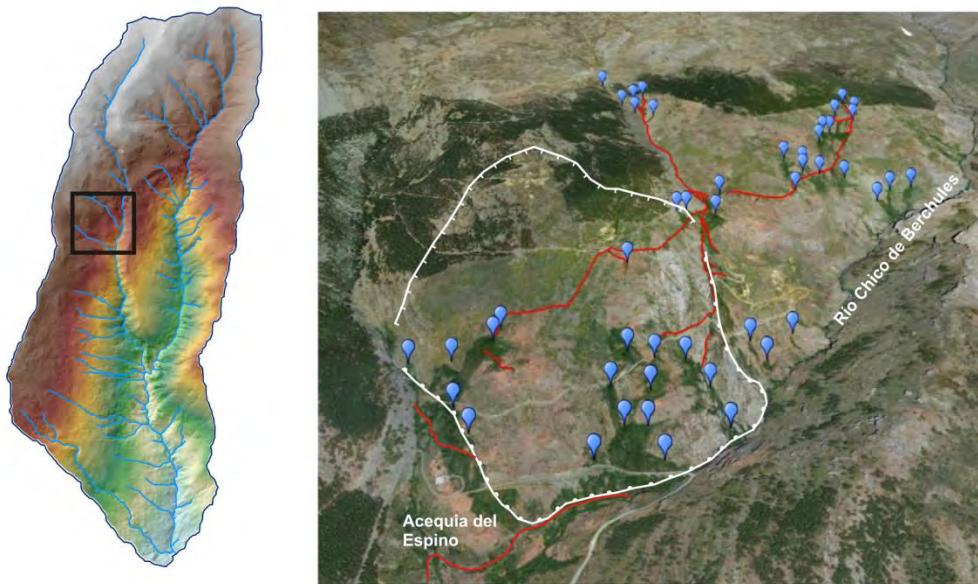


Figura 6.4. Las aguas que nacen en las cotas altas son distribuidas por acequias hacia zonas permeables, como el deslizamiento de la figura, favoreciendo la surgencia de manantiales aguas abajo y generando pastizales para el ganado vacuno. Las marcas azules son manantiales y las líneas rojas acequias de distribución para careo. Imagen derecha modificada de Google Earth.

Aguas abajo, cuando el caudal del río ya es abundante, se deriva el agua en las acequias de careo. El río Grande es derivado por su margen izquierda para trasvasar agua a la vecina cuenca del río Mecina. Las márgenes izquierdas son escarpadas y no presentan condiciones favorables para su uso agrícola, por tanto el agua es trasvasada hacia la margen derecha de la cuenca vecina, que sí presenta estas condiciones. A su vez, la cuenca del Bérchules recibe agua trasvasada de la cuenca del río Trevélez hacia su margen derecha. Estas aguas son careadas en determinados puntos, favoreciendo la aparición de pastos y de manantiales aguas abajo. Por su parte, el río Chico es captado por la acequia de El Espino. El destino del agua es la denominada “Sima de Bérchules”, una zona amplia donde se carea el agua por encima del pueblo de Bérchules. De esta forma se consigue alimentar esta ladera y favorecer la aparición de manantiales en el mismo núcleo de Bérchules y en las huertas aledañas. A la “Sima de Bérchules” sólo suele llegar agua en la primavera y su duración depende de la bonanza del año hidrológico. Sin embargo, la acequia deriva agua permanentemente; cuando el caudal no alcanza la sima es filtrado en la propia acequia. De esta forma toda la margen derecha, aguas abajo de la acequia, está alimentada artificialmente, originando numerosos manantiales y un ambiente fértil.

Otras acequias están situadas aguas abajo de la acequia de El Espino y recogen parte del agua que drenan los manantiales de las acequias de careo. Las más importantes son la acequia Real y la acequia Nueva. Éstas ya destinan su agua fundamentalmente al regadío, si bien, la inexistencia de revestimiento, en buena parte de su trayecto, da lugar a manantiales bajo las mismas que se utilizan directamente o son recogidos en las acequias que circulan más bajas, y así sucesivamente.

Se han diferenciado los manantiales que de alguna manera están relacionados con el peculiar manejo del agua que se realiza desde la Edad Media en La Alpujarra, y en concreto en la cuenca del río Bérchules. El número obtenido es de 245 lo que supone más del 40% del total de los existentes. Aunque se distribuyen ampliamente por la cuenca, como es lógico aparecen especialmente en la cuenca media y baja, sobre todo en los entornos de las zonas de cultivo y del núcleo de Bérchules, aguas abajo de las acequias de carero y de regadío. Su situación y distribución puede verse en la Figura 6.3.B, donde también se ha representado la densidad de manantiales por km². En este plano se observa de forma nítida como las zonas con mayor densidad de manantiales están relacionadas con los derrubios periglaciares, en la zona de alta montaña sin vegetación arbórea, y como en la zona de paisajes agroforestales, la aparición de manantiales está fuertemente controlada, bien por la existencia de movimientos de ladera, bien por las acequias.

Finalmente, 54 manantiales (un 9% del total) no encajan fácilmente con ninguna de las tipologías descritas anteriormente. Se trata, en general, de manantiales directamente asociados a superficies de esquistosidad o fracturas que afectan a la roca sin relación con careos o acequias, por situarse fuera de su área de influencia, ni con movimientos gravitatorios claramente definidos.

6.3. Modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico

Existen una serie de aspectos que condicionan el funcionamiento hidrogeológico de este acuífero de alta montaña desarrollado sobre rocas duras. Entre estos aspectos destacan tres: i) la pendiente pronunciada del terreno, ii) la presencia de una zona de alteración de poco espesor y con una permeabilidad notablemente superior a la del esquisto sin alterar, iii) la existencia de una densa red de discontinuidades abiertas, que han sido generadas por la descompresión de la esquistosidad en la zona de contacto entre la zona de alteración y la roca madre. Estas circunstancias hacen que la divisoria hidrológica y la hidrogeológica coincidan, que se den las condiciones para que exista un elevado número de manantiales y una importante componente de flujo hipodérmico y por último, que dentro del propio acuífero superficial existan dos zonas con distinta permeabilidad y con distintivo comportamiento hidrogeológico. La más superficial con una permeabilidad por porosidad y por tanto con un comportamiento más inercial y una buena capacidad de almacenamiento, y la más profunda, con porosidad por fracturación, con un flujo más rápido que la zona menos profunda y con menor capacidad de almacenamiento.

El esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico del Acuífero Superficial de Bérrchules, se sintetiza a continuación. La recarga del acuífero se produce de dos formas: i) recarga natural, debida a la infiltración de la precipitación, tanto en forma de nieve como de lluvia y ii) recarga artificial, debida a las acequias de careo y, en menor medida, a los retornos de regadío. El agua infiltrada que percola bajo la capa edáfica puede fluir verticalmente y pasar a recargar el acuífero o bien hacerlo casi horizontalmente, para surgir como flujo hipodérmico, a través de los numerosos manantiales colgados existentes a media ladera. El agua que finalmente recarga al acuífero se dirige hacia el río Bérrchules y hacia sus tributarios. La explotación por sondeos parece no ser muy importante.

Por otro lado, se quiere subrayar que existe otra descarga de aguas subterráneas de circulación profunda, asociada a la fracturación de las rocas metamórficas inalteradas, que da lugar a la existencia de manantiales con una anomalía térmica e hidroquímica con respecto a los asociados al acuífero superficial. Estos manantiales aportan muy poco caudal a la cuenca pero son de gran interés por sus especiales características hidrogeoquímicas.

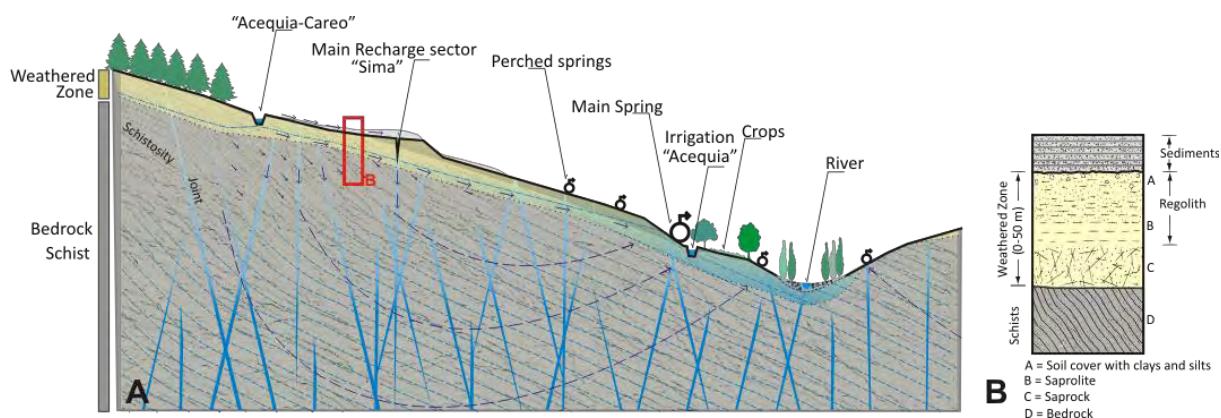


Figura 6.5. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico del Acuífero Superficial de Bérrchules en un perfil perpendicular a la zona de careo de la Sima de Bérrchules.

7. Caracterización hidroquímica e isotópica del agua en la cuenca del río Bérchules

7.1. Características físico-químicas

Entre enero y febrero de 2015 se ha llevado a cabo la medida de parámetros físico-químicos (conductividad eléctrica -CE-, temperatura del agua -T[°]- y pH) y la recogida de muestras de agua, mayoritariamente de origen subterráneo -surgecias naturales y pozos de abastecimiento a fincas privadas, para su posterior análisis químico. Las mediciones puntuales se han efectuado *in-situ*, con la ayuda de un conductivímetro (equipado con termómetro) y un peachímetro portátiles. También se tomaron ocho muestras de agua superficial de los ríos, en diferentes puntos. Por otra parte, a principios de abril de 2015, se recogieron 12 muestras de nieve acumuladas en las laderas entre las cotas 2453 y 2828 m s.n.m. para caracterizar el agua de deshielo desde el punto de vista hidroquímico e isotópico (figura 7.1 izquierda).

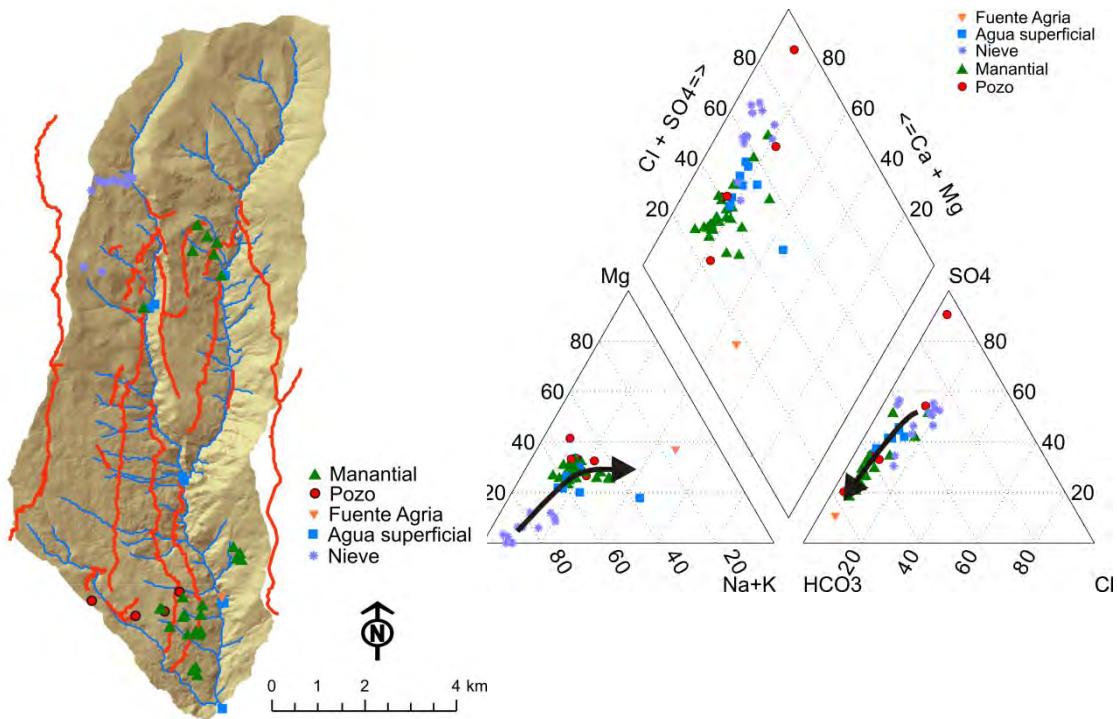


Figura 7.1. Izquierda: Situación de los puntos muestreados durante la campaña de campo de enero-febrero y muestras de nieve tomadas en abril de 2015. Derecha: Diagrama de Piper.

Las determinaciones analíticas se han realizado en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Éstas han consistido en el análisis de componentes mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , F^- , Cl^- , NO_3^- y SO_4^{2-}) mediante cromatografía iónica de alta presión y de HCO_3^- (en forma de Carbono Inorgánico) y COT (Carbono Orgánico Total), a partir de un analizador de carbono. Además se han realizado análisis isotópicos. Las muestras para isótopos estables del agua se analizaron mediante Espectroscopía Laser. Los isótopos analizados fueron el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (V-SMOW).

En la tabla 7.1 se recogen los resultados obtenidos a partir de los análisis de laboratorio. En general, las aguas de la cuenca alta del río Bérchules muestran una baja mineralización, con valores de CE (a excepción del agua de Fuente Agria) inferiores a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En el grupo de aguas de origen superficial, los valores de este parámetro son los más bajos, no superando en ningún caso los 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La T^a del agua muestra un valor mínimo de 3,7 °C (Aequia del Espino) y máximo de 15,7 °C (Fuente Agria). También aparecen valores en torno a 15°C en la parte baja de la cuenca, al sur de Bérchules y en Alcútar. El rango de variación de los datos de pH es 6,1-8,1 (los valores más elevados corresponden a los de las aguas superficiales).

Los mayores contenidos en casi todos los parámetros hidroquímicos analizados se han detectado en la surgencia de Fuente Agria -la de mayor mineralización- salvo Ca^{+2} y NO_3^- , cuyos valores más altos se han medido en las aguas de la Fuente del Churre y Fuente García, respectivamente. Las concentraciones de COT son relativamente bajas (0,2-0,3 mg/L) en buena parte de los puntos muestreados, aunque pueden alcanzar valores de 11,77 mg/L (Cortijo Álvarez). Los contenidos de este parámetro son, por término medio, mayores en las aguas de origen subterráneo (2,07 mg/L frente a 0,35 mg/L de las aguas superficiales).

La mayor parte de las aguas presentan facies bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica, tanto las aguas subterráneas como las superficiales, si bien también aparecen facies sulfatada o bicarbonatada sódico magnésica en el caso de Fuente Agria. En la nieve en cambio, la facies predominante es la sulfatada-bicarbonatada cálcica. El gráfico de Piper de la figura 7.1 (derecha) muestra una evolución del agua que se inicia en el agua de deshielo hacia el agua subterránea, desde facies sulfatada hacia bicarbonatada en los aniones y en los cationes paulatinos incrementos en Mg^{+2} y posteriormente en Na^+ .

En líneas generales, se observa que los valores de dos de los parámetros físico-químicos medidos en las aguas, CE y T^a, muestran una cierta correlación negativa con la altitud de los puntos de muestreo (figura 7.2), con los manantiales relacionados con masas deslizadas en cabecera con los valores más bajos en ambos parámetros (no hay datos de CE y T^a en nieve). En el caso de la T^a del agua, a partir de la distribución de los valores puede distinguirse dos agrupaciones con gradientes térmicos distintos. Una constituida por aguas de menor T^a (figura 7.2 derecha), con un origen superficial y en equilibrio con la T^a del ambiente; y otra, más numerosa y con mayor gradiente, formada por aguas de naturaleza subterránea.

En la figura 7.3 se muestran las relaciones iónicas en varios de los parámetros medidos. Se observan relaciones lineales aproximadamente 1:1 entre el SO_4^{2-} y el Ca^{+2} y entre el HCO_3^- y

la suma de Ca^{2+} y Mg^{2+} . En el caso del SO_4^{2-} , los valores medidos en la nieve están en torno a 5 mg/l, que son normales en zonas cercanas a la costa, el incremento posterior puede deberse a la concentración del SO_4^{2-} en el suelo por evaporación y, posiblemente, a la disolución de sulfuros metálicos, especialmente en lo que respecta al elevado valor registrado en Fuente Agria.

TOPONIMIA	TIPO	COTA	CE	T ^a	pH	COT	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	δ _{2H}	δ _{18O}
		m.s.n.m	μS/cm	°C		(mg/L)										(V-SMOW)
F. HAZA GUARDA	M	1288	58	13.4	7.96	0.47	2.81	0.40	8.89	3.37	38.03	2.39	3.67	12.18	-67.15	-10.11
F. DE LA PLATERA	M	1296	55	14.3	7.03	0.25	3.00	0.41	8.14	3.25	35.83	2.32	5.32	11.96	-67.80	-10.08
F. EL PORTON	M	1313	61	13.2	7.91	0.21	2.80	0.21	11.67	3.05	46.01	2.57	4.53	11.10	-63.62	-9.46
F. GRANDE	M	1320	116	15.3	7.73	0.21	2.67	0.67	10.33	3.93	38.03	2.36	6.90	17.37	-67.40	-10.04
F. GARCÍA	M	1328	109	13.0	6.79	0.27	3.35	0.78	15.60	5.23	57.86	3.07	12.09	26.15	-67.26	-10.00
F. DE LAS CARMELAS	M	1331	112	15.1	7.49	0.24	4.62	1.82	14.33	4.13	50.96	4.29	10.23	23.57	-67.27	-10.05
F. AGRIA	M	1176	1132	15.7	6.14	0.05	104.82	8.18	30.57	44.91	834.60	32.94	0.72	84.55		
F. DE ALCÚTAR	M	1261	100	13.3	7.37	0.29	3.62	0.72	13.53	4.98	62.91	3.21	3.02	28.85	-63.31	-9.37
F. GRANDE DE ALCÚTAR	M	1252	158	15.3	7.13	0.24	6.71	1.26	18.01	5.94	82.76	4.16	8.92	34.77	-63.75	-9.65
F. DEL CHURRE	M	1214	243	14.8	7.28	0.45	10.14	2.47	34.24	8.33	146.81	7.79	10.02	66.33	-64.11	-9.74
ESTACIÓN DE NARILA	S	996	114	6.9	8.08	0.48	6.52	0.52	18.10	6.39	49.30	3.33	0.88	25.99	-69.90	-11.26
BRMP 01	M	1460	41	11.2	6.51	0.17	2.06	0.34	7.21	2.47	30.07	1.96	3.68	8.12	-67.48	-10.10
BRMP 02	M	1451	40	12.9	6.43	0.21	2.20	0.27	6.88	2.61	28.01	2.01	3.10	9.14	-67.83	-10.17
BRMP 09	M	1487	32	12.4	6.56	0.30	1.91	0.43	6.77	2.28	28.10	1.89	1.79	7.72	-68.50	-10.25
FUENTE OCAÑA	M	1505	52	9.3	7.05	0.75	3.29	0.44	7.61	2.57	29.78	2.68	4.00	11.68	-62.59	-9.46
CANAL RÍO BÉRCHULES	S	1202	75	6.5	7.60	0.37	5.36	0.37	13.95	4.60	27.60	2.72	0.87	18.11	-67.38	-10.26
RÍO BÉRCHULES (FUENTE AGRIA)	S	1190	100	5.9	7.36	0.27	4.65	0.36	11.98	4.20	41.65	2.77	0.77	19.67	-68.87	-10.51
M. CORTÉS 2	M	1546	66	10.3	7.03	6.39	5.17	0.51	8.77	2.90	49.96	2.54	0.84	14.46	-62.49	-9.44
M. CORTÉS 3	M	1527	70	14.1	7.56	5.50	6.62	0.32	8.38	3.02	49.76	2.56	0.67	17.82	-61.61	-9.38
CJO. MONTERO	M	1490	97	14.3	6.98	5.53	7.88	0.52	10.35	3.74	38.02	2.51	0.67	35.87	-61.47	-9.31
CJO. ÁLVAREZ	M	1485	97	11.8	6.79	11.77	7.39	0.43	11.48	4.35	54.71	3.22	0.76	26.37	-61.79	-9.23
FUENTE DE LOS CASTAÑILLOS	M	1810	49	10.1	6.87	5.72	2.42	0.40	7.82	2.50	36.36	2.05	2.97	9.95	-69.39	-10.33
LOS POLLOS DE LOS JULIOS	M	1972	46	11.4	6.91	5.21	2.02	0.48	8.02	2.26	34.46	1.83	3.23	9.04	-70.01	-10.38
FUENTE LA JEROMILLA	M	2014	51	10.3	6.91	5.94	2.53	0.41	8.58	2.53	37.68	1.77	0.67	13.66	-71.10	-10.53
POLLOS DE ENMEDIO	M	2107	32	9.2	6.64	5.27	1.86	0.52	6.28	1.84	30.27	1.84	1.41	7.06	-71.01	-10.59
FUENTE NEGRA	M	2241	31	8.4	6.94	4.19	1.80	0.53	6.29	1.71	27.53	1.97	1.74	7.20	-70.30	-10.56
FUENTE DIONI	M	2110	54	9.3	6.98	5.51	1.30	0.40	7.91	2.09	36.31	1.84	1.42	7.15	-70.01	-10.52
FUENTE DEL RÍO CHICO	S	2016	37	4.5	7.93	0.36	1.89	0.20	7.42	1.56	13.45	1.79	0.91	10.96	-73.72	-11.77
FUENTE DEL RÍO GRANDE	S	2016	37	4.4	8.06	0.27	3.03	0.18	6.62	1.42	13.55	1.87	1.11	10.61	-70.66	-10.76
RÍO GRANDE (Junta de los Ríos)	S	1441	58	5.7	7.98	0.33	2.24	0.35	7.86	2.16	22.00	2.52	0.74	14.64	-67.99	-10.19
RÍO CHICO (Junta de los Ríos)	S	1438	37	5.1	8.04	0.32	8.59	0.32	6.30	1.83	16.99	1.98	0.77	11.34	-70.82	-10.59
ACEQUIÁ DEL ESPINO	S	1998	37	3.7	7.83	0.52	2.07	0.53	7.68	1.64	13.24	2.39	1.11	9.89	-74.04	-10.92
FUENTE ANGOSTURAS	M	2012	22	10.0	6.96	0.01	1.37	0.40	4.77	1.26	5.49	1.74	1.55	7.21	-71.66	-10.90
BRMP 07	M	1575	25	10.8	7.54	0.07	1.56	0.23	4.79	1.65	7.74	1.91	1.89	6.39	-69.21	-10.45
POZO ANTONIO OCAÑA	P	1556	32	12.0	6.50	0.19	1.60	0.28	5.18	2.06	17.22	1.66	0.90	7.79	-69.53	-10.67
FUENTE ALBERQUILLA	M	1565	67	9.0	7.53	0.16	1.40	0.20	4.55	1.80	12.74	1.71	1.50	6.66	-69.39	-10.62
POZO JOSÉ ANTONIO ROMERO	P	1810	137	11.8	7.76	0.03	6.42	0.48	13.47	4.24	55.11	1.63	0.69	11.53	-69.62	-10.70
POZO PANTELEÓN	P	1647	80	13.4	6.47	0.02	3.85	0.52	7.46	3.23	12.00	3.36	7.69	16.57	-63.02	-9.49
POZO JOSÉ LUIS C. REGANTES	P	1506	164	12.3	6.30	0.03	1.90	0.66	10.73	5.45	3.50	1.55	0.70	45.96	-69.16	-10.34
Nieve 1	N	2828				0.58	1.11	0.43	4.32	0.38	4.95	1.77	0.97	6.41	-103.55	-14.50
Nieve 2	N	2812				0.40	0.94	0.14	3.66	0.37	3.55	1.56	0.67	5.41	-91.80	-13.01
Nieve 3	N	2783				2.14	1.73	1.12	7.15	0.52	15.91	2.70	0.95	7.10	-60.15	-9.16
Nieve 4	N	2747				1.64	1.34	0.86	7.82	0.36	13.44	2.15	0.87	7.12	-76.54	-11.20
Nieve 5	N	2703				0.36	0.78	0.00	6.00	0.00	6.69	1.45	0.67	6.25	-76.60	-11.59
Nieve 6	N	2662				0.50	1.00	0.23	12.09	0.20	5.21	1.99	0.72	5.90	-100.69	-14.31
Nieve 7	N	2636				0.22	0.44	0.00	4.51	0.00	3.60	1.28	0.67	5.63	-100.44	-13.93
Nieve 8	N	2613				0.25	0.31	0.00	4.71	0.10	3.87	1.24	0.82	5.03	-64.47	-9.69
Nieve 9 (agua de deshielo)	N	2585				0.25	0.58	0.00	3.86	0.36	3.58	1.36	1.32	5.23	-73.62	-10.83
Nieve 10	N	2585				0.90	0.48	0.36	4.82	0.22	6.52	1.45	0.78	5.34	-66.69	-10.03
Nieve 11	N	2513				0.64	0.36	0.21	4.03	0.18	4.71	0.33	0.74	5.01	-52.21	-7.87
Nieve 12	N	2453				0.53	0.34	0.28	4.00	0.00	4.40	0.31	1.17	5.04	-86.11	-12.50

Tabla 7.1. Características físico-químicas de las aguas subterráneas muestreadas en la campaña de muestreo de enero-febrero de 2015. Tipo de punto: M=manantial; P=pozo; S=superficial; N= Nieva.

El origen del SO_4^{2-} también puede rastrearse a partir de su relación con el NO_3^- . De la figura 7.4, se deduce la existencia de dos líneas de evolución del SO_4^{2-} ; en una de ellas, el valor del NO_3^- crece proporcional al del SO_4^{2-} lo que podría ser debido a las actividades agrícolas, por el uso de fertilizantes. También podría explicarse, dado que los valores de NO_3^- son moderados, por un mayor espesor de suelo en las zonas más bajas de la cuenca, con más materia orgánica y un mayor aporte de NO_3^- al agua subterránea infiltrada a cotas más bajas procedente de la descomposición de esa materia orgánica. El crecimiento en SO_4^{2-} sería consecuencia de la concentración en el suelo por evaporación a cotas menores. La otra línea de evolución del SO_4^{2-} se produce sin aportes de NO_3^- y parece estar relacionada con la oxidación de sulfuros metálicos en aguas que circulan a favor de la esquistosidad, en zonas poco alteradas, y de fracturas desarrolladas bajo la capa de alteración. Por otra parte, aparecen tres puntos fuera de ambas líneas de evolución que se corresponden con tres manantiales ubicados en el núcleo urbano de Alcútar; estos manantiales parecen estar influenciados por ambos procesos.

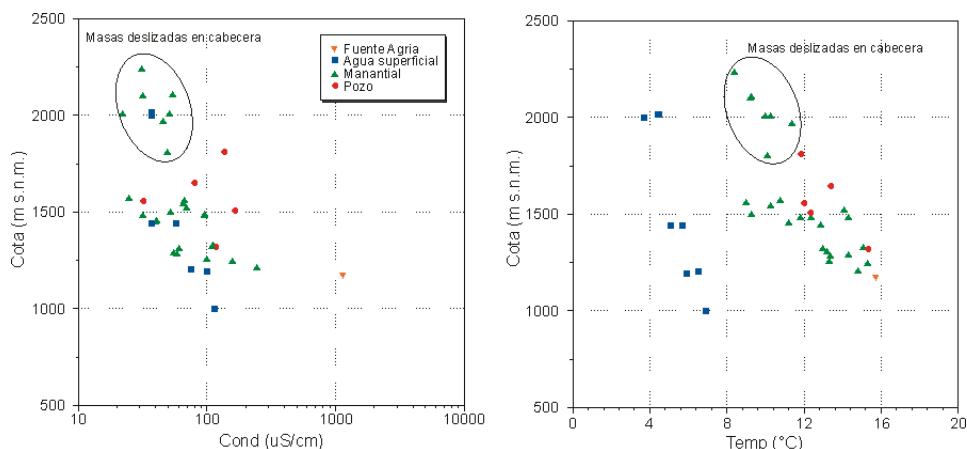


Figura 7.2. Relación entre la CE y la altitud (izquierda) y la T^a (derecha) del agua muestreada.

La relación entre el HCO_3^- y la suma de Ca^{2+} y Mg^{2+} (figura 7.3C), muestra una evolución similar a la del SO_4^{2-} y el Ca^{2+} y refleja una evolución hacia aguas con mayor tiempo de contacto con la roca. El Cl^- presenta valores bajos y apenas incrementa su contenido aguas abajo (figura 7.3A), lo que indica que no hay aportes litológicos de importancia, por lo que podría ser utilizado para el estudio de procesos de recarga. El Na^+ , en cambio, se incrementa notablemente aguas abajo, posiblemente debido a la disolución de silicatos sódicos (plagioclásas). Por otra parte, el gráfico de la figura 7.3A discrimina los cuatro manantiales muestreados en la margen derecha del río Bérrchules y el pozo situado a mayor cota, debido a que el contenido en Cl^- no sigue la evolución del resto de puntos. Esto puede deberse a la que en la margen derecha la capa de alteración está mucho menos desarrollada y la concentración del Cl^- por evaporación en el suelo es menor. Además discrimina dos de las muestras de nieve. La mayor parte de las muestras de nieve fueron muestreadas siguiendo la máxima pendiente de una ladera, excepto estas dos que se muestrearon en otra zona más alejada. La relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ en el agua subterránea muestra un crecimiento lineal (figura 7.3D), que, al igual del Na^+ , debe estar relacionado con la disolución de filosilicatos, en el caso del Mg^{2+} (biotita y clorita), y plagioclásas cárnicas en el caso del Ca^{2+} .

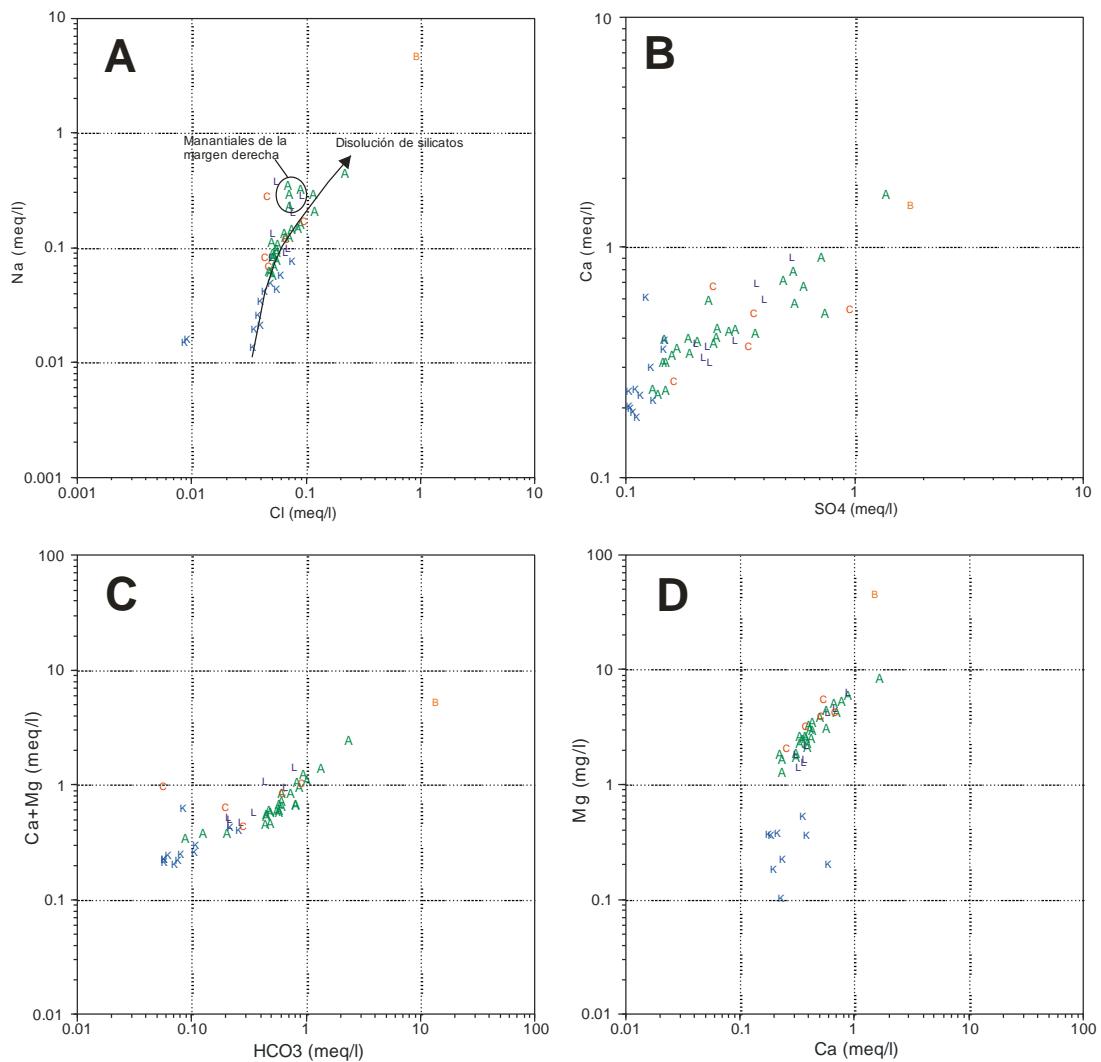


Figura 7.3. Relaciones entre diferentes iones analizados.

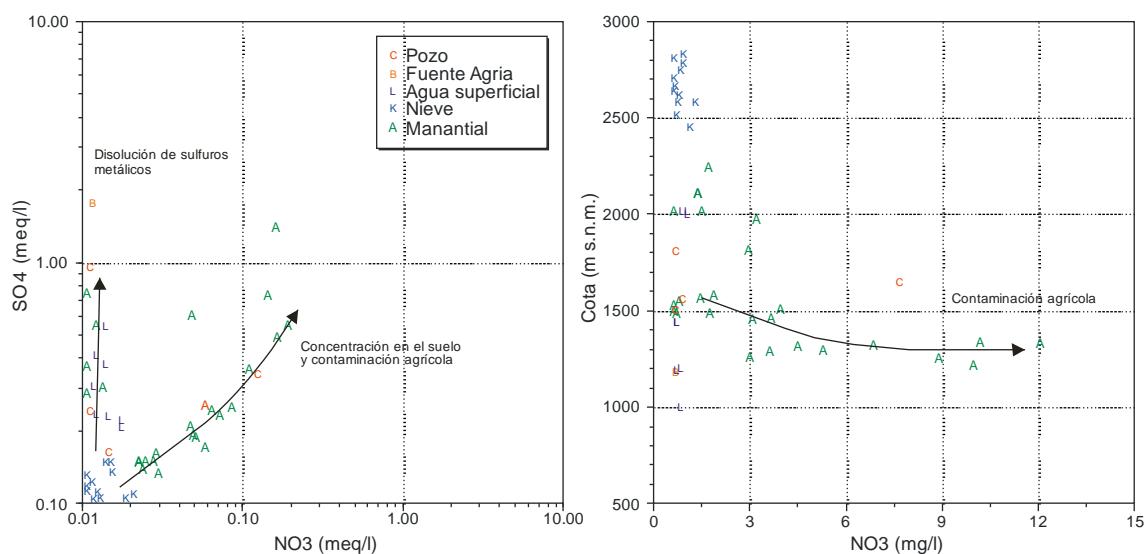


Figura 7.4. Relaciones entre el valor del NO₃⁻ con el SO₄²⁻ (izquierda) y con cota a la que se ha tomado la muestra (derecha).

7.2. Isótopos ambientales

Los datos isotópicos obtenidos a partir del muestreo de nieve en la cabecera de la cuenca del río Bérchules pueden observarse en la tabla 7.1 y la situación de los puntos muestreadados en la figura 7.1 (izquierda). El muestreo se realizó en abril de 2015 a cotas comprendidas entre 2513 m y 2828 m. Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ se sitúan entre -7,87‰ y -14,50‰ y entre -52,21 ‰ y -103,55 ‰ para el $\delta^2\text{H}$. El gráfico de la figura 7.5 (superior) muestra una muy buena correlación entre ambos isótopos, con R^2 de 0,99. La recta ajustada es muy similar a la Línea Meteórica Mundial (LMM) obtenida por Craig (1961): $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$. En este caso la ecuación es: $\delta^2\text{H} = 7,949 \delta^{18}\text{O} + 12,43$, que es ligeramente diferente a la ecuación media de las obtenidas por Raya (2003) para la nieve de la vertiente noroeste de Sierra Nevada: $\delta^2\text{H} = 7,275 \delta^{18}\text{O} + 6,25$.

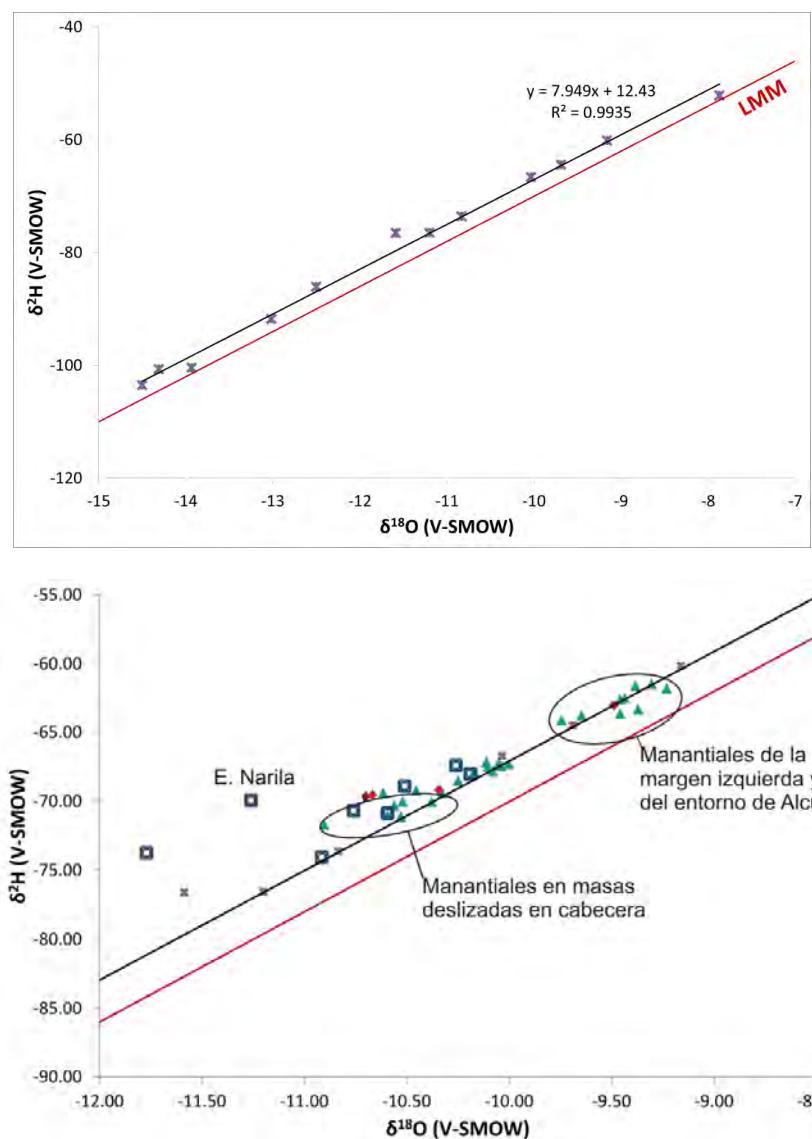


Figura 7.5. Relación entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de nieve tomadas en la cabecera de la cuenca (superior) y de aguas subterráneas y superficiales (inferior).

En la figura 7.5 (inferior) se muestra el mismo gráfico pero con la totalidad de las muestras analizadas. En primer lugar se observa que las muestras, tanto de agua subterránea como superficial, se agrupan en los mismos intervalos de valores que el agua de nieve, lo que sugiere que el agua de deshielo tiene una gran influencia, tanto en el agua que discurre por los cauces (lo que es obvio), como en el agua subterránea recargada en las laderas de la cuenca, que surge por los manantiales y es captada por los pozos. Los valores isotópicos más pesados aparecen en los manantiales situados en la margen izquierda del río Bérchules, que no está afectada por acequias de careo o riego, y en el entorno de Alcútar, en la zona de menor cota de la cuenca. Los manantiales relacionados con masas deslizadas en la cabecera de la cuenca tienden a dar valores más ligeros; así como en las aguas superficiales los puntos situados a cotas más elevadas, con la excepción de la muestra tomada en la Estación de Narila, que da un valor anómalo.

7.3. Principales conclusiones

La mayor parte de las aguas de la cuenca del río Bérchules, tanto subterráneas como superficiales, presentan bajas mineralizaciones, con la única excepción del manantial de Fuente Agria, situado en la zona baja, cerca del núcleo de Bérchules.

Desde el punto de vista físico-químico se observa una evolución del agua de deshielo hacia Fuente Agria que consiste, en el caso de los cationes, en un incremento inicial en el contenido en Mg^{2+} con respecto al Ca^{2+} y un posterior incremento en Na^{2+} , junto con un incremento lineal de los otros dos iones. Posiblemente debido a la disolución de silicatos y filosilicatos conforme el agua va evolucionando aguas abajo, con un mayor tiempo de contacto con la roca.

En el caso de los aniones el agua de deshielo evoluciona incorporando HCO_3^- y en menor medida SO_4^{2-} . El valor del Cl^- apenas se modifica. La evolución del SO_4^{2-} permite diferenciar dos tipos de aguas, por una parte, en el agua que circula a favor de las superficies de esquistosidad y de fracturas, sin apenas zona alterada, el incremento en SO_4^{2-} parece relacionarse con la oxidación de sulfuros metálicos. También en la mayoría de los pozos y en el agua superficial parece producirse este mismo proceso. En cambio, en zonas donde hay espesores de suelos importantes relacionados con cultivos, el SO_4^{2-} evoluciona más lentamente y en relación con el NO_3^- , por lo que parece reflejar la influencia de las labores agrícolas que se realizan en estas zonas o bien la concentración de materia orgánica en la zona de alteración y suelos. El crecimiento en SO_4^{2-} sería consecuencia de la concentración en el suelo por evaporación a cotas menores.

Los valores isotópicos del $\delta^{18}O$ y δ^2H siguen que tanto el agua circulante por los ríos, como el agua subterránea están fundamentalmente influenciadas por el agua de deshielo en la cabecera de la cuenca.

8. Evaluación de los recursos hídricos de la cabecera del río Bérchules y descomposición del hidrograma mediante el código HBV

8.1. Introducción

Se ha aplicado el código HBV a los datos hidrológicos y meteorológicos de la cuenca del río Bérchules correspondientes al periodo 1970-2013. Los resultados de la aplicación de este modelo a la cuenca del río Bérchules y a la vecina cuenca del río Mecina se han incluido en el Anexo I de esta Memoria. Por otra parte, y con los nuevos datos meteorológicos, correspondientes al año hidrológico 2014-2015, se ha actualizado el modelo previamente calibrado en la cuenca del Bérchules. Los resultados de esta actualización se han incluido en el Anexo II de la Memoria. En el presente capítulo de la Memoria se presentan los resultados de la aplicación del código HBV a la cuenca del río Bérchules. Este código es muy empleado en cuencas hidrológicas como las que aquí se estudian. Permite incorporar la dinámica nival y descomponer las salidas del hidrograma en sus componentes superficial, hipodérmica y subterránea. Se considera que los datos meteorológicos e hidrológicos disponibles (no distribuidos) y las características hidrometeorológicas de la cuenca hacen idónea la aplicación de este tipo de códigos a camino entre los códigos, de tipo agregado y los semidistribuidos.

8.2 Calibración del modelo HBV

Para la realización del modelo HBV en la cuenca del río Bérchules se contaba con este modelo ya calibrado, con datos del periodo 1970-2007 (Cabrera, 2014). Dado que a mediados de 2014 existían datos hidro-meteorológicos hasta finales del 2013 se ha procedido a incorporar estos datos en el modelo numérico previo, con la idea de recalibrar los parámetros del modelo numérico. El intervalo total de simulación (i.e. 1970-2014) se dividió en dos periodos de longitud 2/3 y 1/3 del total (i.e. 1970-1999 y 2000-2014, respectivamente), con un paso de tiempo diario, siendo utilizados el primer y el segundo intervalo para la calibración y la validación del modelo, respectivamente. El modelo HBV considerado es el modelo estándar de tres cajas. La tabla 8.1 muestra los valores de los parámetros calibrados para éste modelo.

La gráfica de la figura 8.1 muestra el hidrograma obtenido tras el ajuste de los periodos de calibración y validación. La eficiencia del modelo R_{eff} (Seibert, 2005) es del 0.16. Como se puede observar los caudales calculados reproducen a priori con bastante fiabilidad los caudales medidos.

Los resultados del modelo indican que del flujo total de descarga Q_T (Ecu. 17), el 1.9% corresponde a la escorrentía superficial Q_0 , el 2.9% a la escorrentía sub-superficial Q_1 , y el 95% restante procede de la descarga subterránea Q_2 .

Parámetros	Calibración	Intervalo Previo	Intervalo Final
$PERC$ (mm)	20.00	[0,20]	[3.35 , 12.65]
UZL (mm)	20.00	[0,100]	[0.0 , 46.28]
$K0$ (día $^{-1}$)	0.10	[0.05 , 0.5]	[0.0 , 0.23]
$K1$ (día $^{-1}$)	0.05	[0.03 , 0.07]	[0.04 , 0.06]
$K2$ (día $^{-1}$)	0.04	[0.01 , 0.04]	[0.03 , 0.04]
$MAXBAS$ (-)	7.00	[1,15]	[1.03 , 8.97]
$PCALT$ (%/100m)	2.87	[-,-]	[-,-]
$TCALT$ (°C/100m)	-0.56	[-,-]	[-,-]
TT (°C)	5.00	[0,10]	[2.37 , 7.63]
$CFMAX$ (mm/(°C·día))	3.00	[0,10]	[1.18 , 5.82]
$SFCF$ (-)	1.80	[0,10]	[0.0 , 4.42]
CFR (-)	5.00	[0,10]	[2.05 , 7.95]
CWH (-)	6.00	[0.1 ,10]	[3.07 , 8.93]
FC (mm)	2000	[1, 5000]	[914.76 , 3085.24]
LP (mm)	0.50	[0,1]	[0.26 , 0.74]
β (-)	1.80	[0.1 ,10]	[0.98 , 2.62]

Tabla 8.1. Parámetros del modelo HBV obtenidos tras la calibración, e intervalos de variación de los parámetros considerados para la generación de los sets parámetros para el análisis de Monte Carlo.

Una vez obtenidos los parámetros del modelo se ha procedido a realizar un proceso de simulación de Monte Carlo. Para ello, se ha utilizado un procedimiento de dos pasos:

- (1) Estimación de desviación tipo asociada a cada parámetro del modelo HBV. Para ello se han generado 50000 sets de parámetros diferentes. Para este fin se ha asumido un intervalo previo de variación para cada parámetro (Tabla 8.1, Intervalo previo de Monte Carlo) y de cada uno se han obtenido 50000 valores mediante una simulación no condicionada, y asumiendo para ello una distribución de probabilidad uniforme. Una vez se tienen los 50000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada uno de los 50000 sets de parámetros. Tras realizar las simulaciones se descartan aquellos sets de parámetros cuya una eficiencia R_{eff} inferior a la obtenida durante la calibración. Con los sets de parámetros restantes se calculan las desviaciones tipo correspondientes. Para cada parámetro μ , el intervalo de variación (Tabla 8.1, Intervalo Final de Monte Carlo) se calcula como $\mu \pm \sigma_\mu$, donde σ_μ es la desviación típica del parámetro μ .

- (2) Asumiendo conocido el intervalo final de simulación de Montecarlo, se vuelven a generar 5000 sets de parámetros, teniendo cada parámetro esta vez un valor comprendido dentro de su intervalo final de simulación. Una vez se tienen los 5000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada set de parámetros.

La gráfica de la figura 8.2.-A es análoga a la gráfica de la figura 8.1. La diferencia estriba en que los caudales se integran (1) espacialmente a escala de cuenca y (2) temporalmente a escala mensual. Como se puede apreciar, los caudales calculados reproducen bien las variaciones temporales y las tendencias, no obstante, el caudal calculado es con frecuencia algo mayor que el observado. Esto queda reflejado de manera inequívoca en la gráfica de la figura 8.3 donde se presentan los caudales calculados vs. caudales medidos. Por otro lado, la gráfica de la figura 8.2.-B muestra tanto la evolución temporal de los caudales calculados correspondientes al periodo de estudio como los caudales correspondientes a los percentiles 10% y 90% obtenidos tras realizar las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo.

Las observaciones indican que las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2013, son de 12,23 hm³/año. En ese mismo periodo las aportaciones medias calculadas por el modelo ascienden a 12,61 hm³/año. Como se puede observar el modelo sobreestima ligeramente estas aportaciones. De hecho, promediando los caudales de manera mensual (fig. 8.4) se observa cómo el modelo ajusta los caudales medidos en verano otoño, invierno y primavera, pero sobreestima los caudales en verano, dado que durante estos meses el río Bérchules no lleva apenas aguas debido a las derivaciones para riego que se le hacen aguas arriba de la estación de aforo. En la tabla 8.2 se muestran los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Bérchules.

	Caudal promedio de descarga Q(hm ³ /mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q. Obs	1.68	1.42	1.48	1.57	1.76	1.06	0.30	0.08	0.14	0.47	0.96	1.29
Q. Cal	1.68	1.42	1.60	1.60	1.73	1.09	0.50	0.20	0.18	0.45	0.81	1.36
Q 10%	0.96	0.73	0.75	0.74	0.75	0.45	0.21	0.08	0.08	0.19	0.37	0.70
Q 90%	2.91	2.32	2.78	3.00	3.53	3.64	3.08	1.73	1.04	1.31	1.86	2.60

Tabla 8.2. Caudal mensual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules.

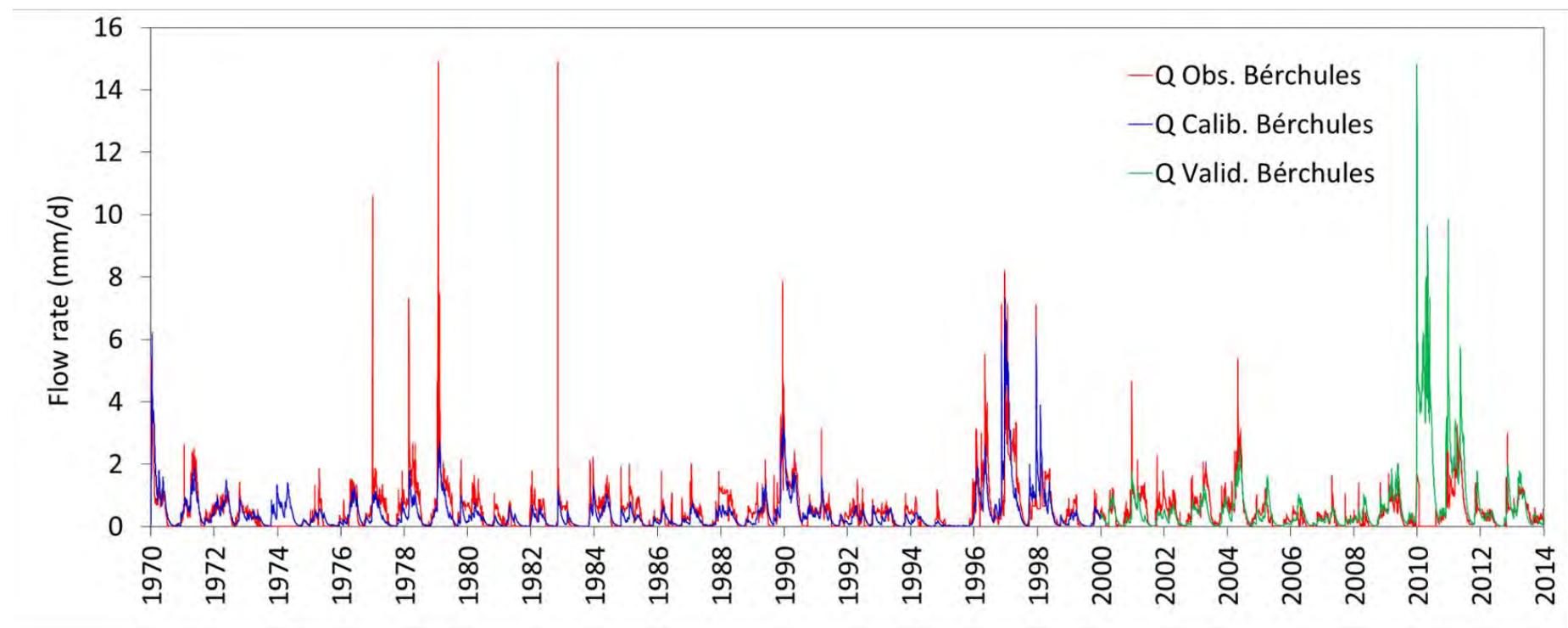


Figura 8.1. Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules.

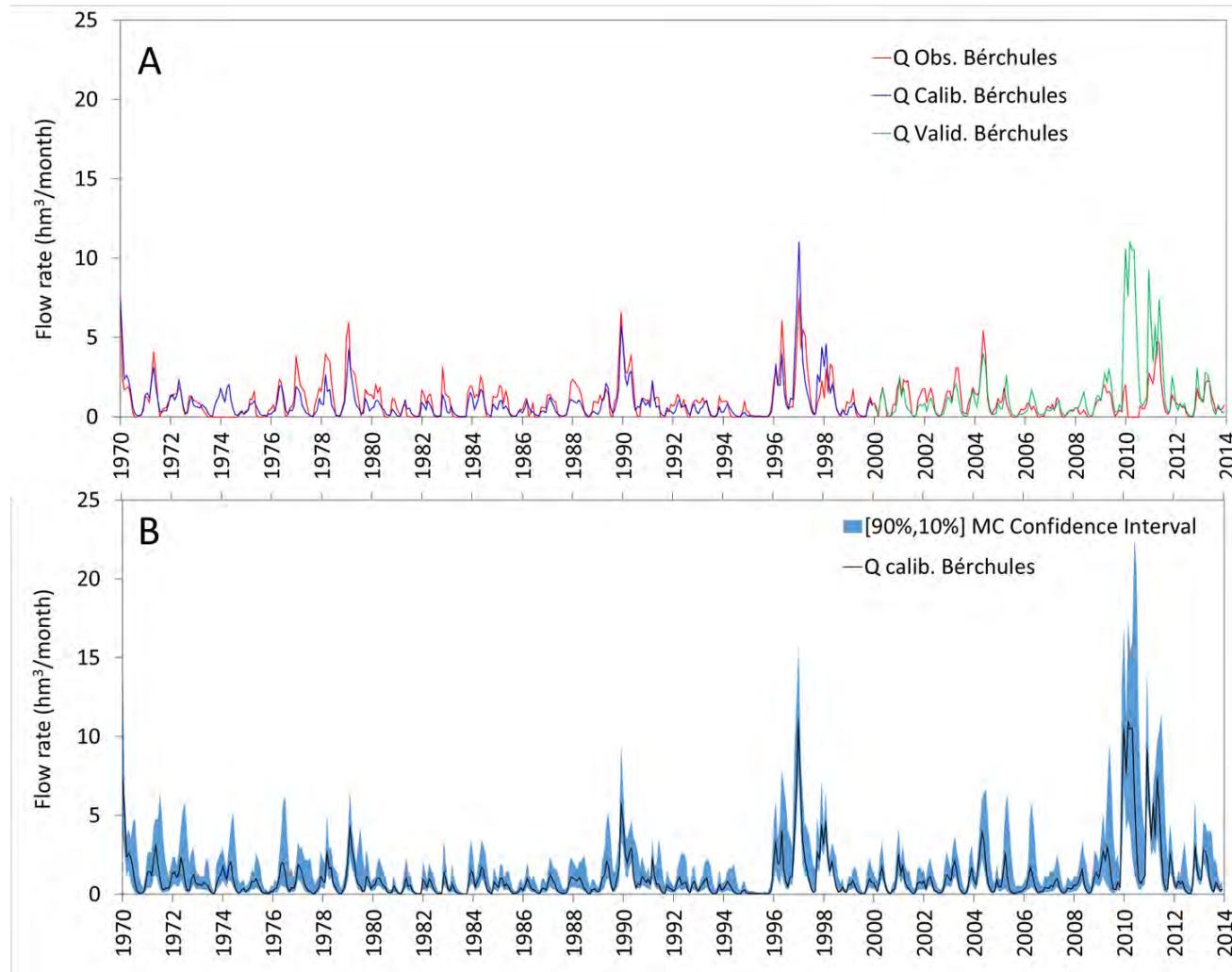


Figura 8.2. (A) .Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones llevadas a cabo por el proceso de Monte Carlo (intervalo azul).

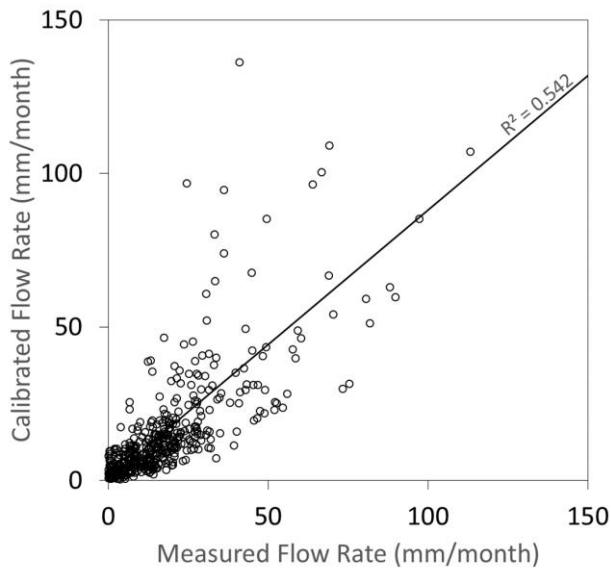


Figura 8.3. Relación entre el caudal calibrado con HBV para la cuenca del río Bérchules y el caudal observado en la estación de aforo de Narila.

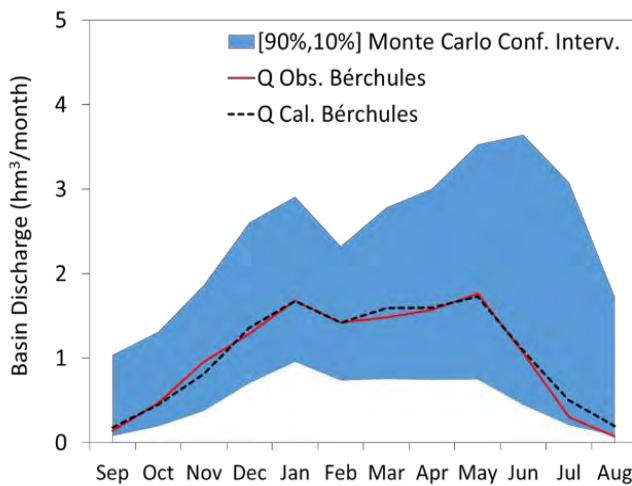


Figura 8.4. Hidrograma mensual promedio obtenido para la cuenca del río Bérchules. Los caudales observados y calculados se representan con una línea continua y discontinua, respectivamente. También se presentan los intervalos de confianza obtenidos mediante las simulaciones de Monte Carlo (intervalo azul).

En la figura 8.5. se presentan los términos promediados de balance calculados por el modelo HBV. Como se puede observar, los períodos de máxima precipitación y evapotranspiración (AET) están desfasados medio año. La recarga tiene un máximo en diciembre coincidiendo con el máximo de precipitación, pero tiene también un máximo al final de la primavera (i.e. junio) coincidiendo con el periodo de máxima fusión nival. Este comportamiento bimodal también se aprecia en las escorrentías superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ) (Fig. 8.6) El 95.3% de la recarga sale del sistema por descarga subterránea. Los términos de escorrentía superficial y sub-superficial contribuyen a la descarga con el 1,8% y el 2,9%, respectivamente, no siendo muy relevantes.

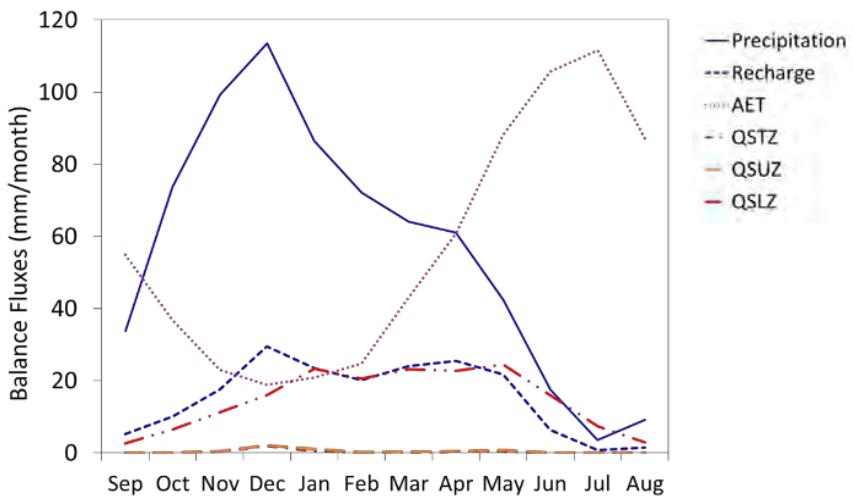


Figura 8.5. Términos promedio del balance del modelo HBV de la cuenca hidrográfica del río Bérrchules

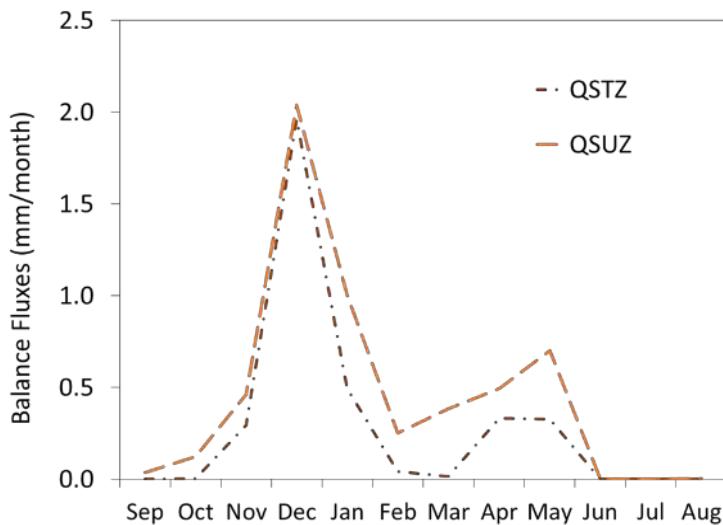


Figura 8.6. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), para la cuenca hidrográfica del río Bérrchules

La recarga del sistema se puede expresar en función del caudal asociado a la lluvia y del caudal asociado a la fusión de la nieve. De manera análoga se puede proceder a expresar la descarga total del sistema como la suma de la descarga asociada al agua de lluvia y la descarga asociada al agua procedente de la fusión de la nieve. La figura 8.7 presenta la variación mensual promedio de la descarga total del sistema (Total) y la descarga asociada al agua de lluvia (Rainfall) y a la fusión de la nieve (Snow). Como se puede ver, los caudales de descarga procedentes de la nieve son máximos al final de la primavera, llegando a suponer un 23% del caudal de descarga total. A escala anual, el caudal promedio asociado a la nieve llega a representar 14% de la descarga total de la cuenca.

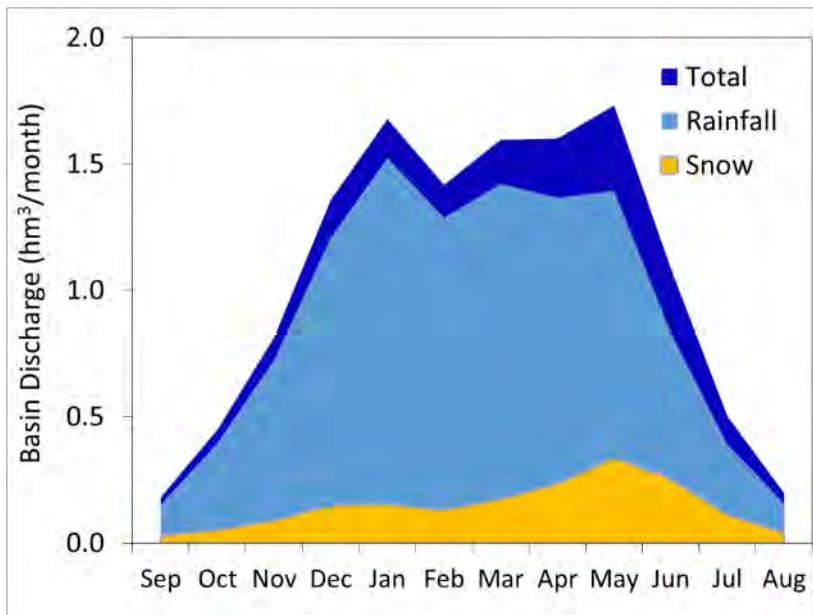


Figura 8.7. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes al caudal total de descarga (Total), y los caudales de descarga procedentes de la lluvia (Rainfall) y de la fusión de la nieve (Snow).

8.3 Actualización del modelo HBV al año hidrológico 2014-2015

Con posterioridad a la calibración realizada usando series temporales de P, T y ETP correspondientes al periodo 1970-2013 y dado que se han facilitado nuevos datos hidrometeorológicos hasta septiembre del 2015, se ha procedido a la incorporación de esta información en el modelo numérico con el fin analizar qué porcentaje del caudal, que fluye por el río Bérchules, corresponde a escorrentía superficial y qué parte corresponde a descarga subterránea. De este modo la simulación se ha extendido a los años hidrológicos 2013 y 2014, esto es, desde el 01/10/2013 hasta el 30/09/2015. La Figura 8.8-A muestra la serie temporal de precipitación acumulada. Como se puede ver, la precipitación acumulada durante los dos últimos años hidrológicos (i.e. 419 y 509 mm para los años hidrológicos 2013 y 2014, respectivamente) es inferior a la precipitación anual promedio de la serie histórica que se encuentra en torno a los 675 mm. La Figura 8.8-B muestra las series temporales de caudal observado (línea roja) y caudal calculado (línea verde periodo previo 1970-2013, y línea negra para el nuevo periodo 2013-2015) por HBV para el río Bérchules. Como se puede observar los caudales calculados para el nuevo periodo siguen la tónica de los caudales calculados en el modelo previo, esto es, buenos ajustes tanto en los picos del hidrograma como en la zona de recesión del caudal. Durante el nuevo periodo simulado, 2013-2015, el agua que circula por el río tiene una componente subterránea del 100%.

Las nuevas aportaciones medidas de la cuenca del Bérchules, durante el periodo comprendido entre enero de 1970 y septiembre de 2015 son de 11,87 hm³/año, mientras que las simuladas con HBV ascienden a 12,44 hm³/año. En la tabla 8.3 se muestran los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Bérchules.

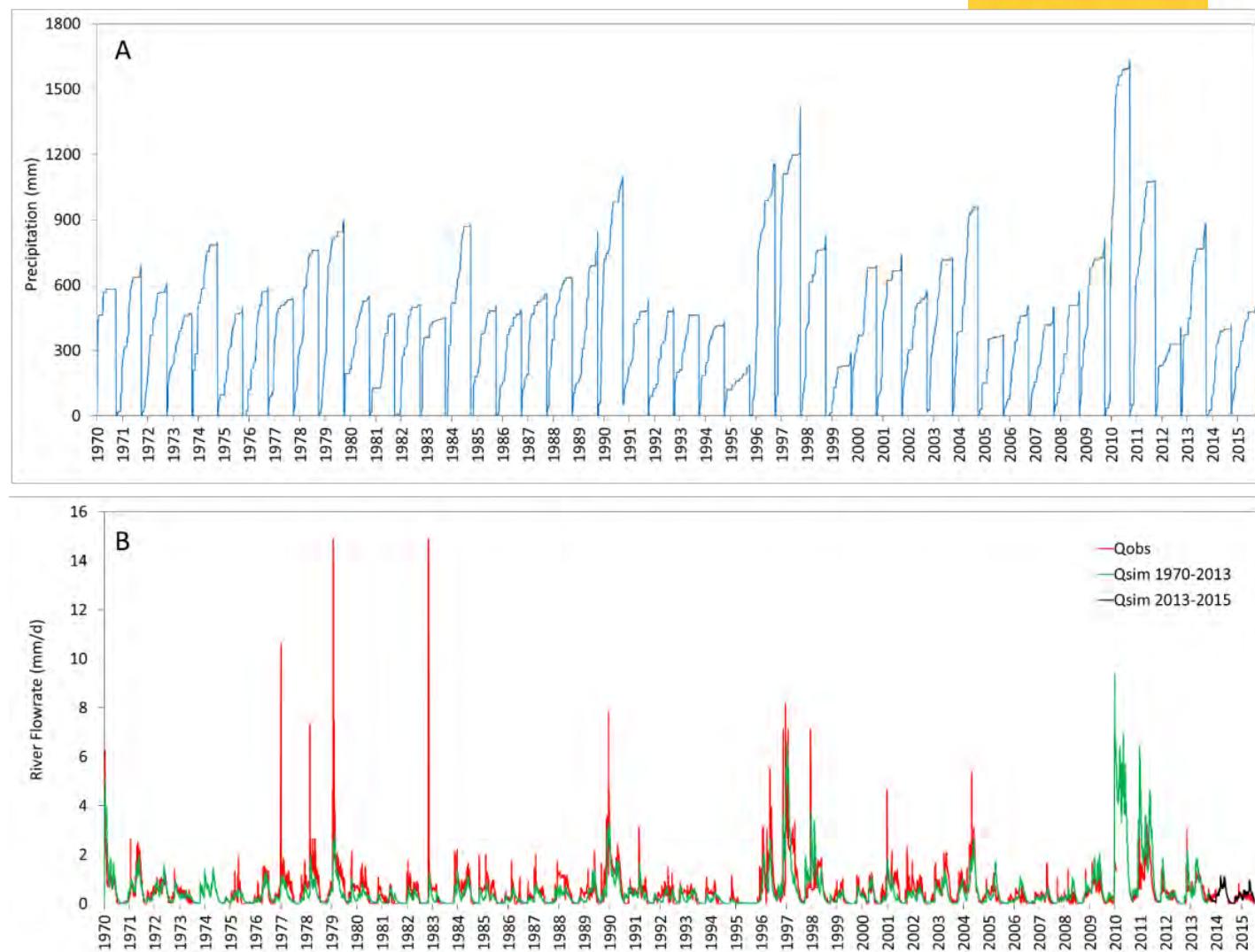


Figura 8.8. (A) Serie temporal de precipitación en la estación meteorológica de Bérriches. (B) Caudal observado (línea roja) y calculados (línea verde periodo 1970-2013, y línea negra periodo 2013-2015) por el modelo HBV.

	Oct	Nov	Dic	En	Fe	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Ap. Obs.	0.46	0.95	1.28	1.62	1.39	1.43	1.52	1.70	1.03	0.29	0.07	0.14	11.87
Ap. Sim.	0.46	0.82	1.27	1.73	1.45	1.60	1.57	1.73	1.06	0.45	0.16	0.16	12.44

Tabla 8.4. Aportaciones mensuales y anual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules. Ap. Obs. Aportaciones medias del periodo comprendido entre enero de 1970 a septiembre de 2015. Ap Sim. Aportaciones medias simuladas con HBV para el periodo 1970-15.

8.4 Conclusiones de la calibración del modelo HBV

Se han calibrado los parámetros del código HBV para reproducir la respuesta observada de la cuenca del río Bérchules. Se ha dividido el periodo temporal 1970-2013 en dos tramos; el primero (1970-1999) se ha utilizado para la calibración, y el segundo (2000-2013) para validar el modelo calibrado. Posteriormente, con los parámetros calibrados con datos del periodo 1970-2013 y con los nuevos datos meteorológicos, extendidos hasta el 30 de septiembre de 2015 se ha hecho una nueva simulación que ha permitido comprobar, de nuevo, el buen ajuste del modelo realizado.

El modelo es capaz de reproducir los caudales observados a escala diaria, acumulando estos a escala mensual y promediando estacionalmente los caudales mensuales. No obstante el modelo sobreestima ligeramente los caudales observados durante los meses de verano, en los que el río Bérchules, en la estación de aforo, no lleva apenas agua.

El 95,3% del flujo total de descarga corresponde a la descarga subterránea, mientras que el 1,8% y el 2,9% corresponden a la escorrentía superficial y sub-superficial, respectivamente. Las descargas de agua procedente de la fusión de la nieve representa el 14% de la descarga total. Durante el último año hidrológico, el 100% de la descarga, registrada en Narila, es de tipo subterráneo.

Por tanto, las salidas medias de la cuenca controladas en la estación de aforo de Narila son del orden de los 12 hm³/año.

9. Evaluación de la recarga subterránea del Acuífero Superficial de Bérchules mediante Visual Balan

9.1. Introducción

Para la evaluación de la recarga subterránea en el Acuífero Superficial de Bérchules se ha utilizado el código semi-distribuido Visual Balan (Samper et al. 1999). Este código ha sido desarrollado por el Grupo de Hidrología Subterránea de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad de La Coruña. Está basado en el código Balan (Samper y García Vera, 1992); realiza balances diarios de agua en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero utilizando un entorno interactivo de entrada de datos y salida de resultados.

9.2. Visual Balan

Los términos fundamentales del balance que emplea Visual Balan son: las entradas por precipitación y riegos, las salidas por escorrentía superficial, evapotranspiración, intercepción, flujo hipodérmico y flujo subterráneo, y la variación del contenido de humedad en el suelo y en la zona no saturada y de agua en el acuífero. El programa evalúa cada uno de esos términos de forma secuencial, comienza por la precipitación y las dotaciones de riegos, que son datos conocidos, continua con la intercepción, la escorrentía superficial y la evapotranspiración real (ETR) y finalmente termina con la recarga en tránsito, que constituye la entrada de agua a la zona no saturada. En la zona vadosa se evalúa primero la salida subhorizontal por flujo hipodérmico y posteriormente la recarga al acuífero. El balance se realiza para un intervalo de cálculo diario.



Figura 9.1. Esquema de funcionamiento del Visual Balan.

Las variables y parámetros agro-meteorológicos demandadas por el modelo conceptual de balance deben estar definidos en todo el dominio del modelo. Para elegir este dominio se utilizan criterios topográficos y de emplazamiento de explotación agrícola circundante.

Al igual que la mayoría de los programas existentes para cálculo de balances de agua en el suelo, Visual Balan utiliza algunas relaciones semiempíricas en las que aparecen parámetros empíricos carentes de fundamento físico que deben estimarse en cada caso particular, como por ejemplo las constantes de drenaje o las fracciones concentradas de recarga. Estos parámetros se estiman a través de un proceso de calibración, así como la aproximación con una celda única para la función de respuesta del acuífero. Tampoco se considera la evaporación desde el nivel freático. Por todo ello la función de recarga que se calcula es una estimación grosera. No obstante, los resultados alcanzados aportan una evaluación inicial de los recursos hídricos de la cuenca.

Una diferencia de Visual Balan respecto a otros programas es que considera conjuntamente todas las aportaciones de agua al suelo (precipitación más riegos) sin distinguir su distinto origen. Además el programa permite realizar automáticamente la calibración de los parámetros del modelo a partir de datos de nivel piezométrico y/o caudal y el análisis de sensibilidad para evaluar la sensibilidad de los resultados del balance respecto a dichos parámetros.

Interceptación

La interceptación es el proceso por el cual la precipitación es atrapada o retenida por la vegetación en las hojas y los tallos. En Visual Balan existen dos métodos para el cálculo de la interceptación: el de Singh y el de Horton. En el presente trabajo se ha empleado el método de Horton, que utiliza la siguiente fórmula:

$$I = S_d + \gamma \cdot P$$

donde S_d y γ son dos coeficientes empíricos, que dependen del tipo de vegetación y de la altura, h (tabla 9.1).

Tipo de cubierta	S_d	γ
Huertos	1,02	0,18
Bosques de fresnos	0,51	0,18
Bosques de hayas	1,02	0,18
Bosques de robles	1,27	0,18
Bosques de arces	1,02	0,18
Sauces	0,51	0,40
Pinares	1,27	0,20
Pequeñas herbáceas	1,67 h	0,49 h
Trébol y praderas	0,42 h	0,26 h
Alfalfa, veza y pastos	1,67 h	0,33 h
Cereales	0,42 h	0,16 h

Tabla 9.1. Parámetros para el cálculo de la infiltración según el método de Horton.

ETP

Thornwaite (1948) denominó Evapotranspiración Potencial (ETP) a la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas. Por el contrario la ETR es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso. El concepto de ETP es difuso, pues cada tipo de planta evapota una cantidad de agua diferente. En Hidrología se evalúa la evapotranspiración dentro del balance general de una cuenca. Existen numerosas fórmulas que permiten evaluar la ETP con una aproximación suficiente para los estudios hidrológicos. Entre todos uno de los métodos más comunes es el de Penman (1948) que requiere de datos de temperatura, horas reales de sol, velocidad del viento y humedad relativa. También requiere cálculos complicados para la conversión de unidades. El método de Hargreaves (1994) es un modelo mucho más simple que necesita sólo de dos parámetros climáticos: la temperatura y la radiación indicente:

$$ETP = C \cdot (t_{med} + 17.78)R_o \cdot (t_{max} - t_{min})^{0.5}$$

donde ETP es la evapotranspiración potencial diaria en mm/d, t_{med} es la temperatura media en °C, t_{max} es la temperatura máxima diaria en °C, t_{min} es la temperatura mínima diaria en °C, R_o es la radiación solar extraterrestre convertida a altura de agua, en mm/d, y C es un coeficiente empírico que depende de la presión atmosférica. Samani (2000) recomienda valores de C de 0.0022 para áreas de interior y 0.0026 para la costa. Trabajos previos (Mantovani, 1993) han mostrado los buenos resultados del método de Hargreaves en la Cuenca del Guadalquivir. A pesar de que ICID y la FAO recomiendan el uso del método de Penman para el cálculo de la ETP con datos climatológicos, Vanderlinden (2002) recomienda el uso del método de Hargreaves en Andalucía con un valor de C dado por:

$$C = 0.0005 \cdot \frac{t_{med}}{t_{max} - t_{min}} + 0.00159$$

Este ha sido el método utilizado en el presente proyecto. Además, Visual Balan permite calcular la ETP mediante distintos métodos, o proporcionar valores conocidos de la ETP. Así, la ETP ha sido calculada por el método de Hargreaves descrito y se ha introducido directamente como dato de entrada.

ETR

Para el cálculo de la ETR a partir de la ETP, Visual Balan incorpora los métodos siguientes de balance de agua en el suelo: Penman-Grindley, una versión modificada de éste, un tercer método en el que la fracción ETR/ETP es una función lineal del déficit hídrico del suelo y un último método en el que esta fracción es una función exponencial. El método elegido ha sido el de Penman-Grindley (FAO, 1998), que aproxima la relación ETR/ETP como una función del contenido de humedad entre el punto de marchitez (PM) y la capacidad de campo (CC) con dos parámetros, CRPG y CEPG.

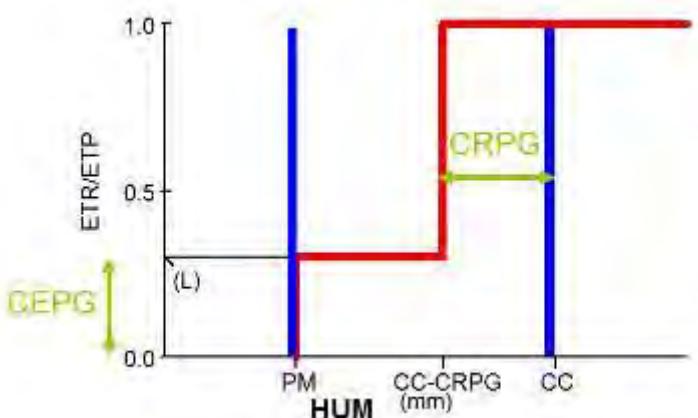


Figura 9.2. Función de cálculo de la ETR según el método de Penman –Grindley implementado en Visual Balan.

Precipitación nival

Visual Balan permite tener en cuenta la precipitación nival sobre la cuenca. Supone que la precipitación ocurre en forma de nieve cuando la temperatura del aire es menor que una temperatura de referencia TEMPNIV. Con ello permite la posibilidad de que pueda nevar por encima de los 0 °C.

La magnitud de la fusión se calcula mediante una ecuación del tipo grado-día en épocas sin lluvia. Es una función lineal de la diferencia entre la temperatura del aire y una temperatura base. En los días con lluvia se utiliza el método de Anderson (1973). Este último se basa en el contenido de frío de la capa de nieve. Para que se produzca la fusión la cubierta de nieve debe estar madura, es decir, su temperatura debe ser mayor que el valor de referencia o de base. La fusión de la nieve no garantiza que se produzca escorrentía de agua ya que la cubierta de nieve se comporta como un medio poroso con una determinada capacidad de retención de agua libre. La cubierta de nieve debe almacenar una cantidad de agua líquida mayor a la capacidad de retención para que se produzca escorrentía. Si además de fusión de la nieve hay lluvia, ésta se añade a la cantidad de agua libre. Si no se produce fusión de la nieve, no se libra agua libre, permaneciendo almacenada hasta que la cubierta de nieve alcanza condiciones de madurez. El agua libre no se incluye en los cálculos de cambios de contenido de frío.

Escorrentía superficial

Se considera como escorrentía superficial el agua que discurre por la superficie del terreno. En Visual Balan se puede calcular este término por el método de Horton (1940) o por el método del número de curva (SCS, 1991). En el actual trabajo se ha utilizado el método de Horton que asume que lo que escurre es lo que no se puede infiltrar. En este caso la infiltración está controlada por la capacidad de infiltración que depende de:

- El tipo de superficie
- La cobertura vegetal
- La pendiente del terreno
- La textura y estructura del suelo
- La porosidad
- La permeabilidad
- La humedad del suelo

En Visual Balan todos estos factores se engloban en una función que decrece con el contenido de humedad del suelo con forma parabólica. Esta función depende de CIM0, o infiltración en el punto de marchitez y de CIM1 o infiltración con la saturación a capacidad de campo.

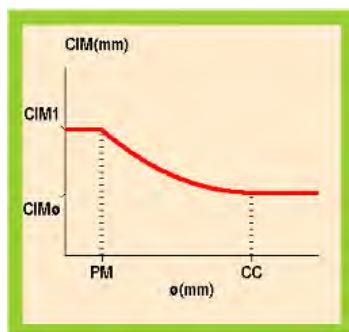


Figura 9.3. Función del cálculo de la escorrentía superficial según el método de Horton implementado en Visual Balan.

Recarga en tránsito

La recarga en tránsito se compone de dos términos. El primero de ellos responde al mecanismo de flujo preferente a través de fisuras, macroporos o raíces y en el que la recarga en tránsito es directamente proporcional al agua suministrada al suelo. Este flujo puede operar cuando: (a) el suelo está anegado de agua, (b) cuando el suelo está muy seco o c) cuando está muy húmedo. El segundo término responde al mecanismo de recarga por flujo a través de los poros. Este mecanismo es más lento que el anterior, y está limitado por la permeabilidad vertical del suelo en condiciones de saturación. Visual Balan permite calcular este componente mediante tres posibles métodos en los que la recarga en tránsito es función de la cantidad de agua almacenada en el suelo. En este estudio no se ha considerado la componente de flujo preferente y para la recarga en tránsito se ha utilizado el método de la curva logística.

La recarga en tránsito puede no coincidir con la recarga real si hay flujos laterales como interflujo o flujo hipodérmico.

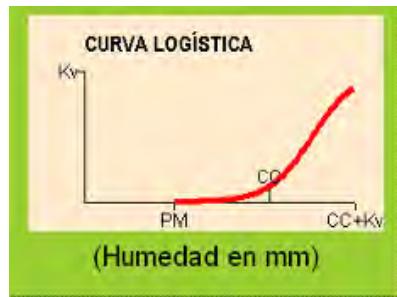


Figura 9.4. Función para el cálculo de la recarga en tránsito según el método de la curva logística implementado en Visual Balan.

Balance en la zona no saturada

Otra característica del programa Visual Balan es su capacidad para realizar, además del balance en la zona edáfica, el balance de agua en la zona vadosa. En Visual Balan la entrada a la zona no saturada es la recarga en tránsito y las salidas son el flujo hipodérmico y la recarga al acuífero (percolación).

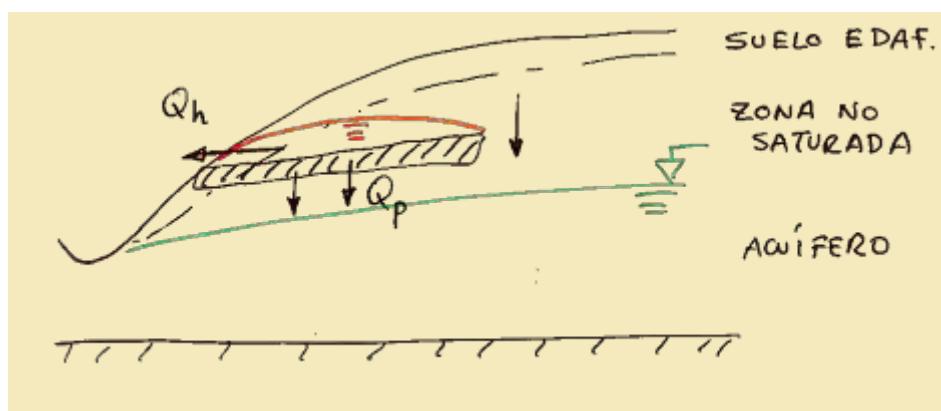


Figura 9.5. Esquema del balance en la zona no saturada utilizado en Visual Balan.

Para el cálculo del flujo hipodérmico se ha utilizado el método implícito de Visual Balan, el cual resuelve la ecuación del balance con un esquema de diferencias finitas mixto:

$$\frac{V_i - V_{i-1}}{\Delta t} = Pe - \alpha_h \cdot \frac{V_i + V_{i-1}}{2} - \alpha_p \cdot (1 - \alpha_h) \cdot \frac{V_i + V_{i-1}}{2} - K_v$$

donde V_i es el volumen de agua almacenada en el tiempo i , $1/\alpha_h$ es el tiempo característico ($\ln 2 / \alpha_h$) es el tiempo de semiagotamiento y K_v es la permeabilidad vertical. El volumen de agua en el suelo se toma como la media de los volúmenes al principio y al final del día. Este método implícito da preferencia al flujo hipodérmico frente a la percolación y suele ser más preciso que el método explícito.

Balance en el acuífero

Visual Balan también realiza un balance de agua en el acuífero subyacente. Las entradas al balance en el acuífero serían la recarga o percolación que proviene de la zona no saturada y las salidas serían las descargas del flujo subterráneo como manantiales, ríos o el mar.

El programa calcula los valores diarios de los niveles piezométricos y de los caudales descargados en el punto de salida de la cuenca. Estos resultados se pueden comparar con datos disponibles de niveles y aforos. Si bien Visual Balan ofrece la posibilidad de realizar el cálculo por el método multicelda en el presente estudio se ha utilizado una sola celda.

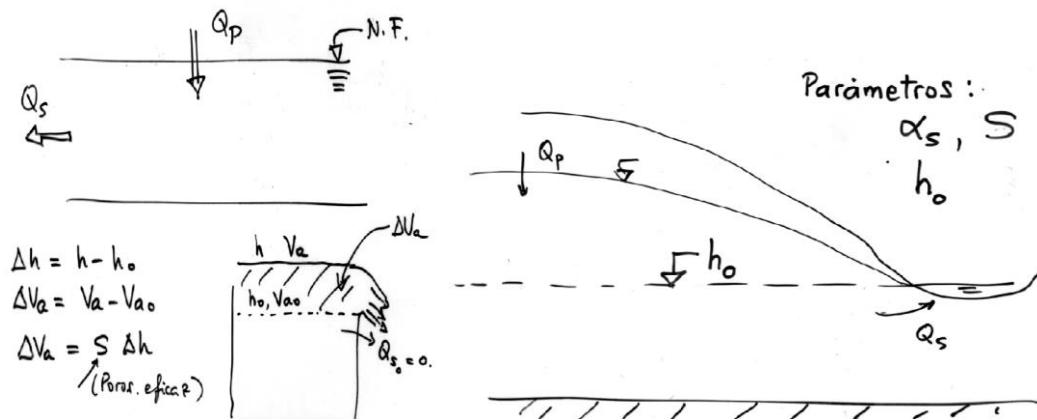


Figura 9.6. Esquema del balance en el acuífero utilizado en Visual Balan.

Los parámetros para el método de una celda son:

- EL coeficiente de agotamiento del acuífero
- El coeficiente de almacenamiento, que permite relacionar niveles con volúmenes de agua almacenados en el acuífero
- El nivel inicial
- El nivel freático de referencia o nivel de vaciado del acuífero

PARÁMETROS DE ENTRADA

Delimitación de subcuenca altitudinales

Para el cálculo de los recursos hídricos con Visual Balan se ha subdividido la cuenca del río Bérriches en 7 zonas altitudinales. Esto permite dar diferentes series de precipitación a cada una de ellas, diferentes datos del suelo edáfico, tener en cuenta la precipitación nival cuando es necesario y obtener una recarga distinguida para cada una de ellas. Las zonas están representadas en la figura 9.7, y las características de cada una de ellas en la tabla 9.2.

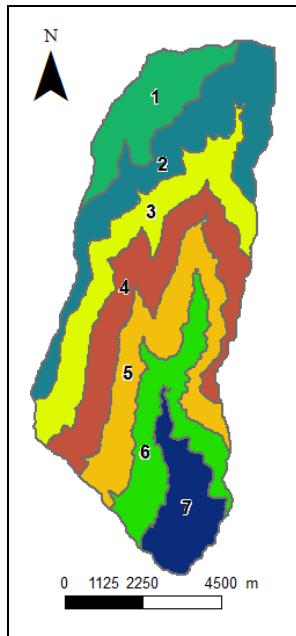


Figura 9.7. Zonas altitudinales utilizadas para el cálculo del balance del agua en la cuenca del río Bérchules.

Zona	Área	Latitud media	Altitud media	Porosidad	Capacidad de campo	Punto de marchitez	Espesor del suelo
1	7.15	37.08	2773	0.35	0.236	0.08675	44.9
2	12.30	37.08	2520	0.35	0.2385	0.08675	50.5
3	10.81	37.05	2280	0.35	0.231	0.082	56.5
4	11.64	37.03	2040	0.35	0.227	0.08	60.1
5	11.05	37.02	1800	0.35	0.229	0.0845	63.25
6	8.57	37	1560	0.35	0.235	0.0861	61.5
7	6.10	36.98	1209	0.35	0.244	0.0895	54

Tabla 9.2. Características físicas de las zonas altitudinales representadas en la figura 9.7.

Precipitación, temperatura y ETP

La precipitación, temperatura y ETP han sido calculadas con gradientes altitudinales. 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.). Con la subdivisión en zonas altitudinales 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. La metodología seguida ha sido la utilizada en Cabrera (2014). Tal y como se ha explicado en el apartado de metodología, la ETP ha sido calculada por el método de Hargreaves. El periodo de estudio, definido por la disponibilidad de datos climáticos y de aforo, ha sido del 1/10/1970 al 30/9/2010.

Parámetros de Visual Balan

El modelo ha sido calibrado y los distintos parámetros de entrada que han sido obtenidos para una mejor calibración de los datos de aforo se resumen en la figura 27. En el caso del cálculo de la escorrentía CIM0 ha sido aproximado con 180 mm/d y CIM1 con 210 mm/día.

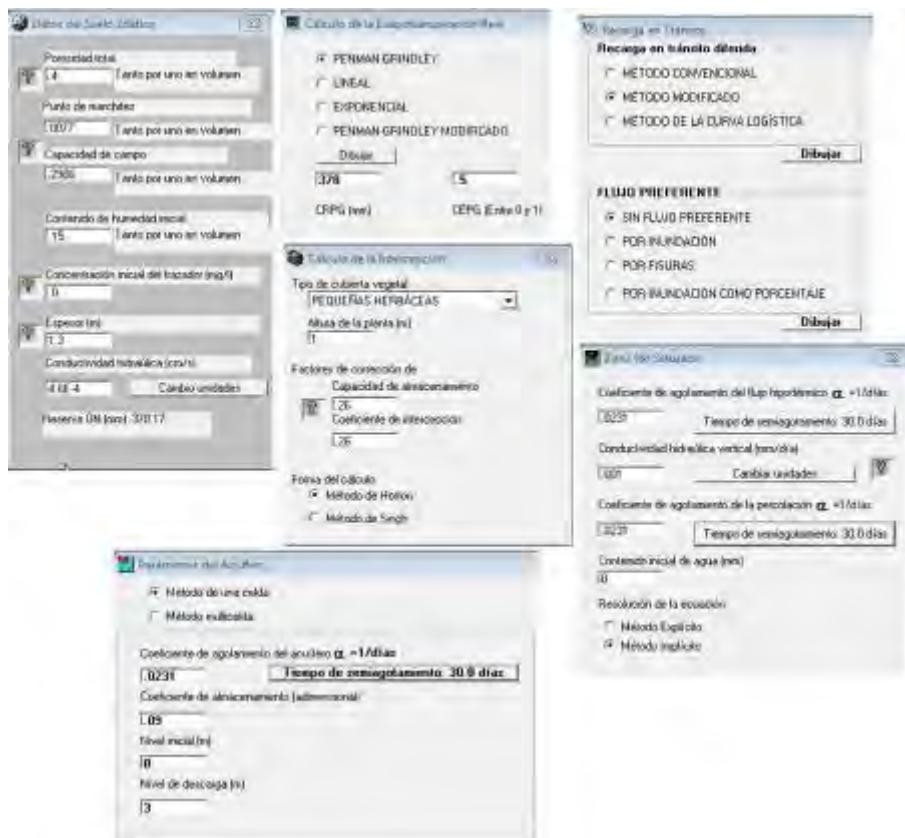


Figura 9.8. Parámetros de entrada del Visual Balan.

Nieve

El cálculo de la precipitación nival se ha tenido en cuenta sólo en las cuencas 1 y 2. Los parámetros para este cálculo se han reflejado en la figura 9.9.

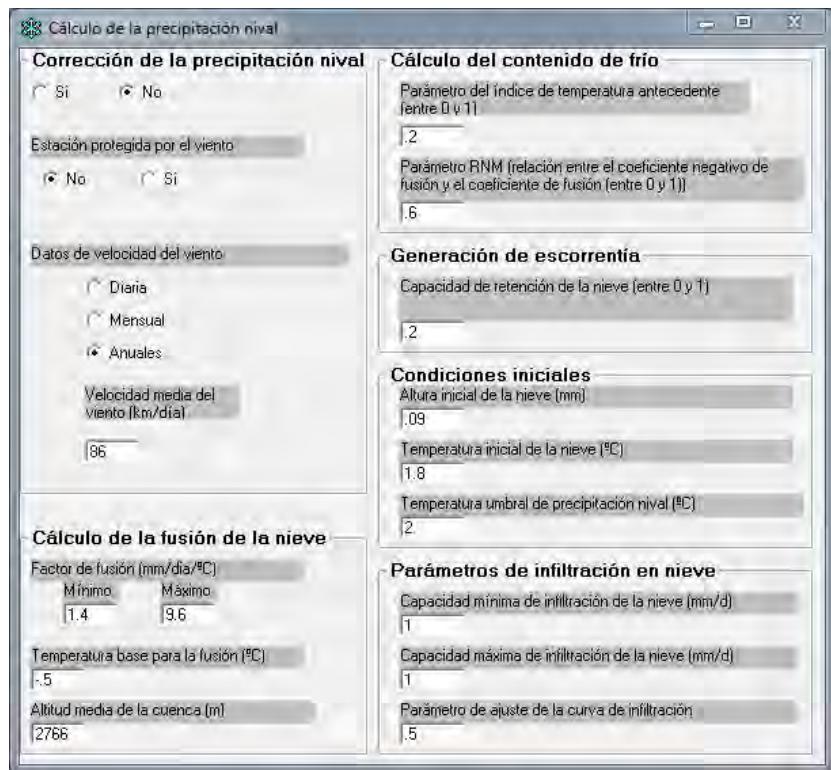


Figura 9.9. Parámetros introducidos en Visual Balan para el cálculo de la precipitación nival.

9.3 Resultados

En la tabla 9.3 se expresan los términos del balance, en promedio anual, estimados mediante Visual Balan para toda la cuenca.

Valores medios anuales en mm	
Precipitación	735,51
Precipitación Nival	143,44
Intercepción	67,11
Fusión	124,46
ETR	481,95
Escorrentía superficial	1,07
Recarga en tránsito	187,11
Recarga al acuífero	92,55
Flujo hipodérmico	94,55
Descarga subterránea	92,27
Caudal total	187,87

Tabla 9.3. Resultados del balance obtenidos con Visual Balan.

Los caudales diarios y mensuales, calculados y observados, se han representados en las figuras 9.10 y 9.11.

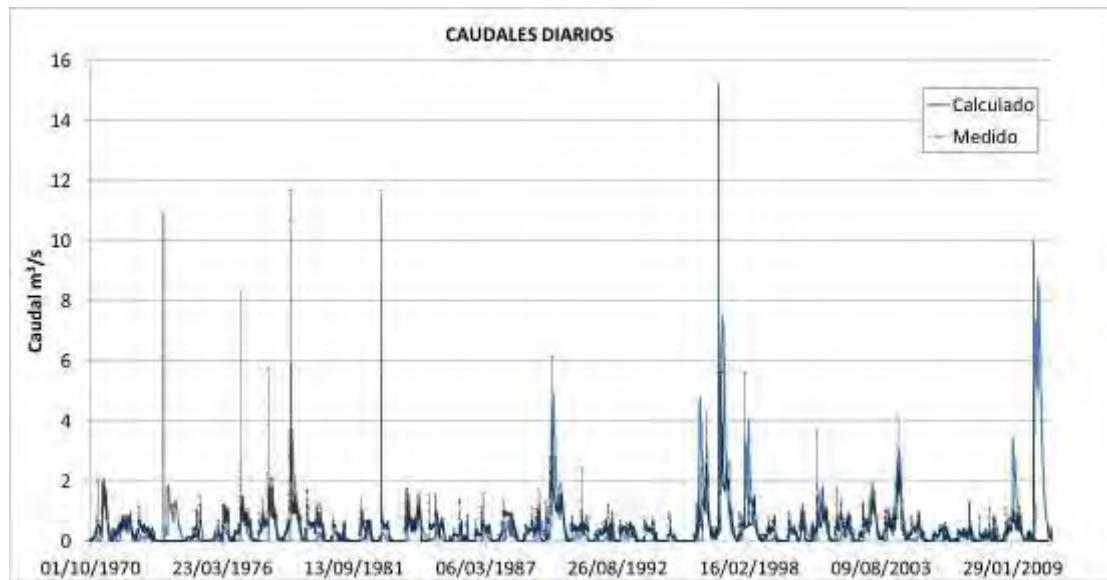


Figura 9.10. Hidrograma diario calculado y medido correspondiente al periodo 1970-2010.

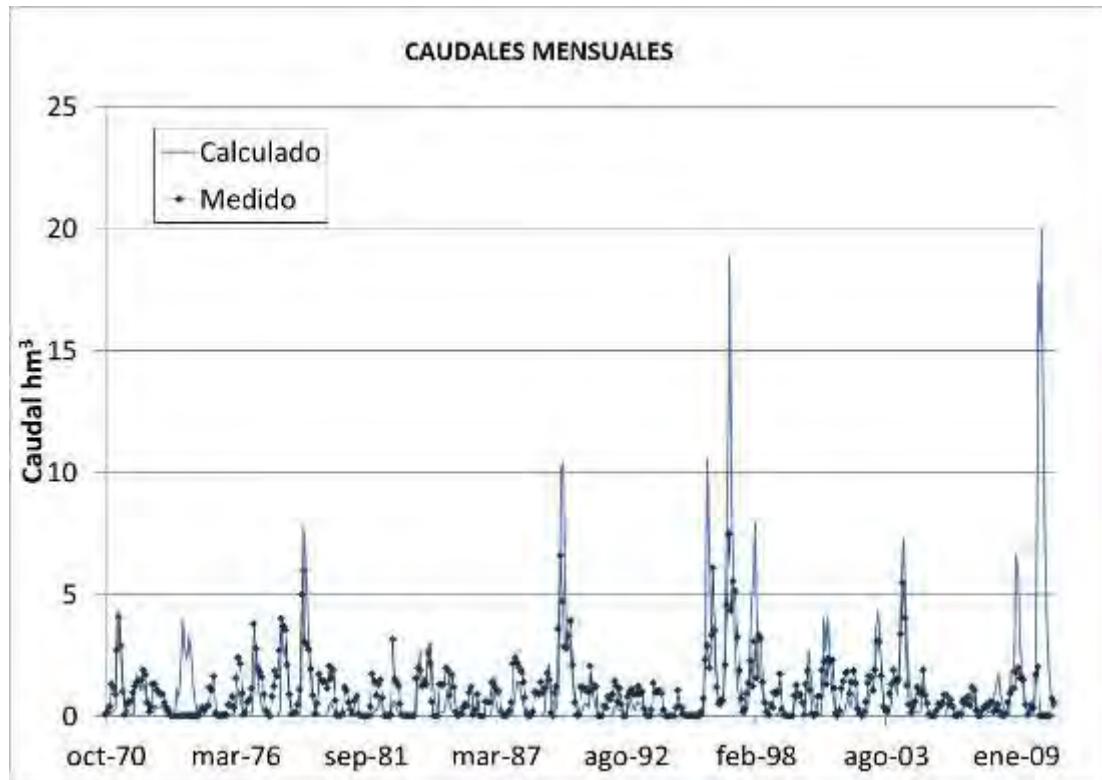


Figura 9.11. Hidrograma mensual calculado y medido correspondiente al periodo 1970-2010.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

10. Simulación matemática del flujo subterráneo en la margen derecha del río Bérchules

10.1. Introducción

Este capítulo se presentan los resultados de la realización de un modelo matemático de flujo subterráneo con objeto de analizar el papel que juega la técnica del careo realizada en la sima de Bérchules sobre el caudal promedio que fluye por los manantiales aguas abajo de la zona de recarga y en la descarga al río Bérchules, a su paso por la localidad del mismo nombre. Para ello se ha modelizado numéricamente el flujo subterráneo a lo largo de un transecto vertical (Figura 10.1) con origen en la loma de Juviles, a cota 2200 m, pasando por la sima de Bérchules y finalizando en el río Bérchules a cota 1130 m.

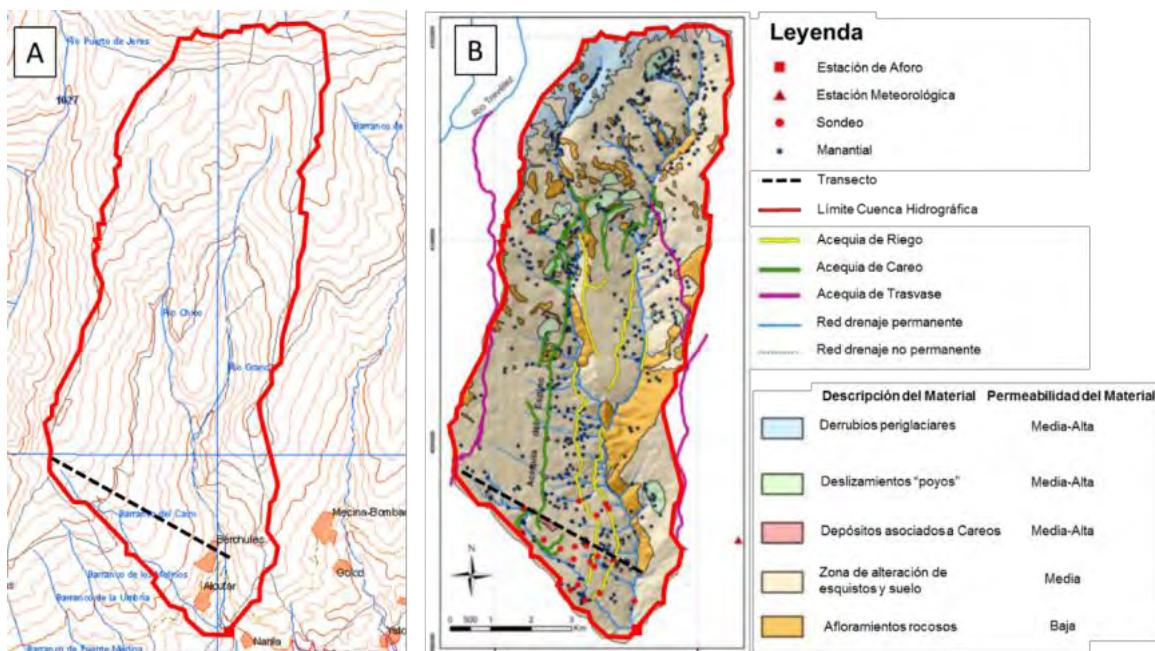
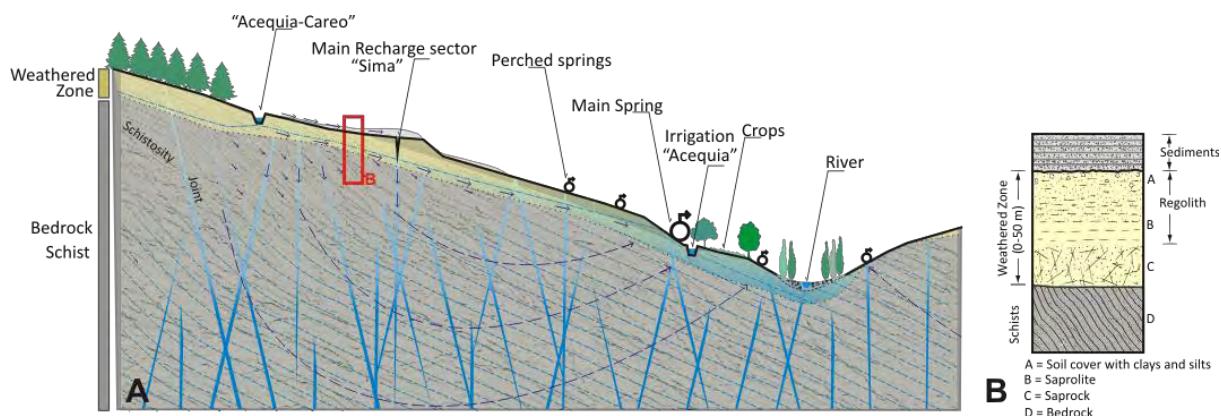


Figura 10.1. (A) Mapa topográfico (GEODE) y (B) mapa de formaciones superficiales y puntos de agua de la cuenca del río Bérchules. La línea discontinua negra marca el transecto del perfil modelado numéricamente.

El esquema de funcionamiento hidrogeológico en las laderas de las cuencas de los ríos de Sierra Nevada se presenta en la figura 10.2. 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 el epígrafe 6.3 de esta Memoria se describe el modelo conceptual de funcionamiento). 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 por la que se realiza con las acequias de careo en puntos concretos. Del agua infiltrada un porcentaje se drena rápidamente por escorrentía hipodérmica hacia 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 careo y reducen drásticamente su caudal después del mismo. Los ensayos de trazadores realizados por Pulido-Bosch y Sbih (1995) indican que este flujo, más rápido, se produce por una zona más permeable de la capa de alteración y que muy probablemente se pueda asociar al nivel inmediatamente superior al de la roca sin alterar. Los manantiales permanentes, con caudales poco variables a lo largo del año, se relacionan con el flujo que se produce en los niveles más superficiales de la capa de alteración, si bien también existen otras surgencias, con aguas más calientes y más mineralizadas que constituyen la descarga del sistema del flujo que se produce por las discontinuidades de las rocas metamórficas, por debajo de la zona de alteración.

El sistema tradicional de uso del agua que se hace, desde antiguo, en Sierra Nevada, en especial la recarga realizada con las acequias de careo y las propias pérdidas en las acequias de riego, debe tener un importante papel en el régimen de funcionamiento hidrológico de estos ríos. Parte del agua recargada no es drenada de forma rápida por los remanentes y pasa a recargar al acuífero asociado a la zona de alteración. Con posterioridad esta agua se drena de manera diferida 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.



10.2 Modelación del flujo subterráneo con Visual Modflow

La modelación del flujo subterráneo se ha realizado con el programa Visual Modflow 2011.1 (Waterloo Hydrogeologic, 2015).

En la figura 10.3 se muestra el trazado del transecto considerado sobre la zona de estudio, y la figura 10.4 el correspondiente perfil vertical del citado transecto. Como se puede observar el transecto tiene una longitud de 4600 m, salvando un desnivel de 1060 m. En la zona de estudio hay un número importante de manantiales (figura 10.3). Estos se localizan a ambos lados del perfil, fundamentalmente agrupados en dos zonas: (1) por encima de la acequia del Espino y (2) entre la cota 1548 y el río Bérchules. En cada zona se ha incluido un manantial virtual que integra el caudal de todos los manantiales considerados en el transecto. Su posición se corresponde con la proyección sobre el transecto del centro de gravedad de los caudales asociados a los manantiales considerados. El caudal asociado a los manantiales virtuales es de 1,8 y 4,7 l/s, para Virtual Spring 1 y 2, respectivamente.

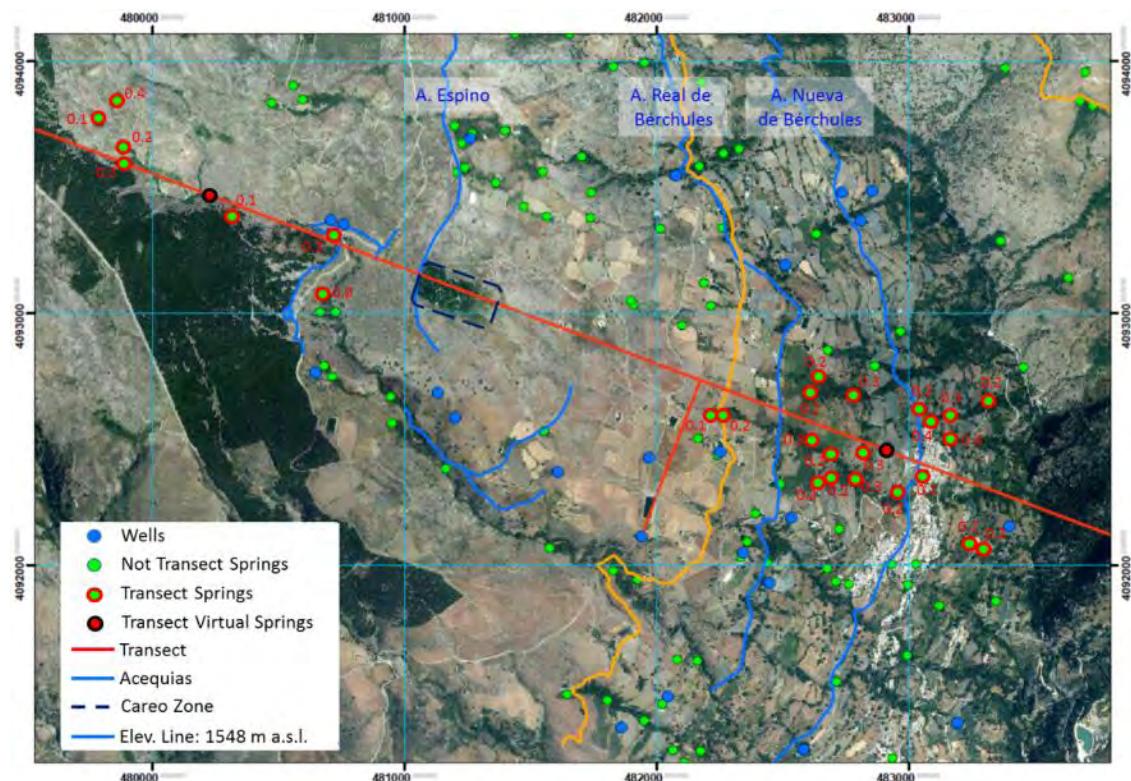
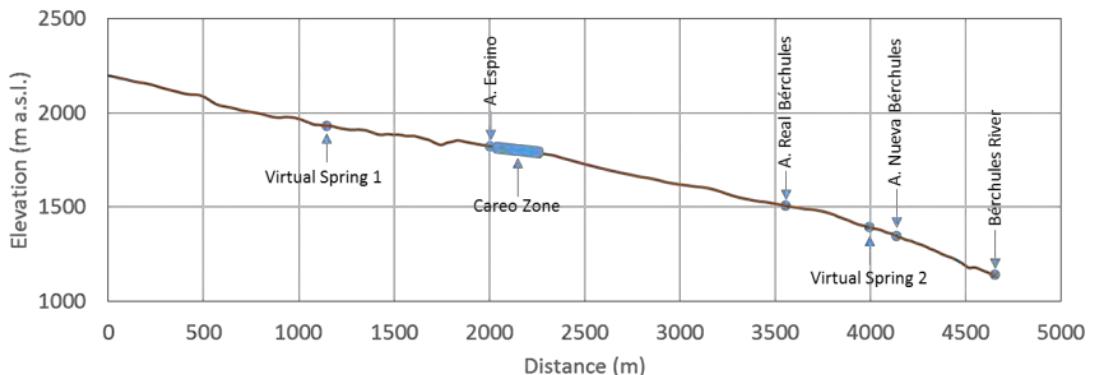


Figura 10.3. Orto-foto de la zona de estudio por la que discurre el transecto considerado (línea roja). Los manantiales inventariados en la zona de estudio se marcan con un círculo verde. De todos ellos, los considerados para la modelación numérica del transecto (i.e. Transect Springs) se marcan con el borde en rojo, indicando a su lado el caudal drenado en L/s. Los manantiales virtuales asociados al transecto se marcan con un círculo rojo con borde negro.



Figura

10.4. Variación de la cota topográfica a lo largo del transecto considerado

El transecto se ha modelado con una malla de diferencias finitas de dos capas, usando en planta celdas cuadradas de 10 m de longitud (figura 10.5-A). La malla cubre una superficie de 90 m de ancho por 4660 m de longitud, utilizando para ello una malla de 9x466 celdas por capa.

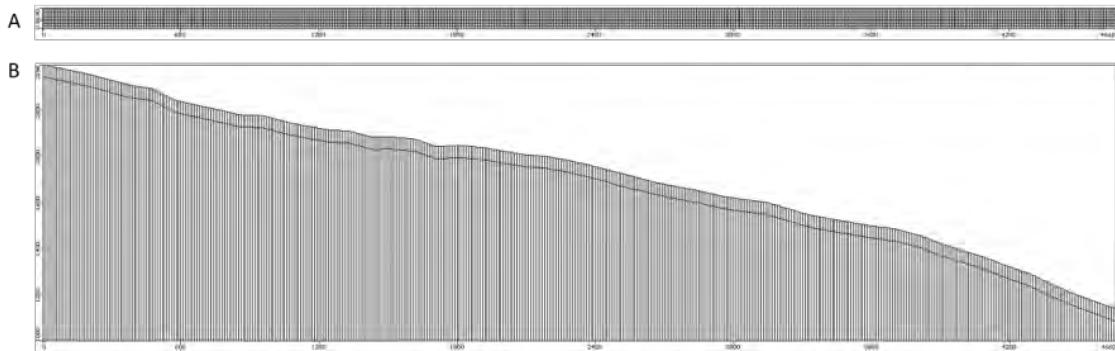


Figura 10.5. (A) Planta y (B) Alzado de la malla de diferencias finitas utilizada para modelar el transecto.

La capa superior tiene un espesor constante de 50 m a lo largo de todo el transecto (Fig. 10.6) y se corresponde con los materiales de la zona de alteración y por ende más permeables, y la capa inferior se corresponde con micaesquistos alterados, menos permeables que los anteriores (figura 10.6).

Los coeficientes de almacenamiento específico (S_s) y porosidad drenable (S_y) se consideran constantes para todo el dominio, asignándoles el valor de 0,001 y 0,1 para S_s y S_y , respectivamente.

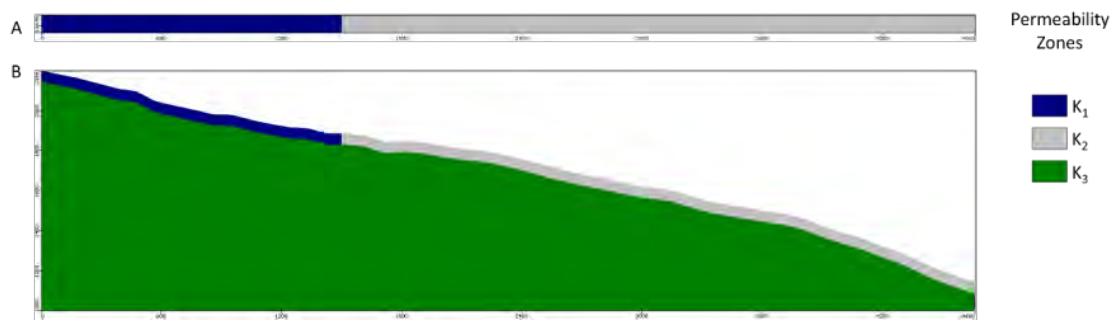


Figura 10.6. Distribución de las zonas de permeabilidad hidráulica del modelo mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.

La zonificación de la recarga (figura 10.7) atiende a los caudales de recarga, los cuales son función de la precipitación, los retornos de riego y el careo. El dominio se divide en tres zonas de recarga, cada una con su caudal de recarga asociado: Q_1 aplica a la zona de mayor altitud del modelo, donde se considera que en la recarga total solo existe la contribución procedente de la recarga del agua de lluvia, a la cual se le asigna un valor constante de 106 mm/año (Martos-Rosillo et al., 2015). Q_2 se aplica en las zonas donde históricamente se ha realizado riego a manta, que genera unos importantes retornos de riego, siendo la recarga total en esta zona la suma del retorno de riego y la recarga del agua de lluvia. Finalmente, Q_3 aplica a la zona donde se realiza el careo, siendo la recarga total en esta zona la suma del caudal vertido por la acequia de El Espino en la sima de Bérchules y la recarga del agua de lluvia. La tabla 10.1 presenta los valores de Q_1 , Q_2 y Q_3 para los diferentes escenarios de recarga considerados.

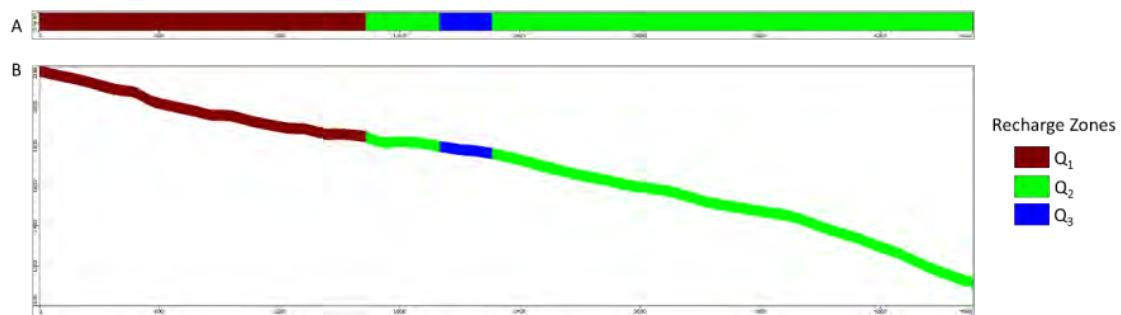


Figura 10.7. Distribución de las zonas de Recarga mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.

Las condiciones de contorno son de caudal nulo por el contorno izquierdo del modelo y de nivel prescrito igual a 1130 m por el contorno derecho. El valor del nivel prescrito coincide con la cota del lecho del río Bérchules en su intersección con el transecto.

La simulación se realiza en régimen estacionario. La permeabilidad hidráulica es el único parámetro que se calibra de manera que se reproduzcan los caudales de los manantiales virtuales. El escenario de recarga utilizado para la calibración del modelo es el Caso-1, el cual se corresponde con el escenario de recarga experimentado en la cuenca del río Bérchules

durante el año hidrológico 2015-2016 (Cabrera, 2014). La calibración de los parámetros es manual. Los valores de permeabilidad obtenidos tras la calibración son de $8 \cdot 10^{-3}$, $3 \cdot 10^{-2}$ y $6 \cdot 10^{-4}$ m/s para K_1 , K_2 y K_3 , respectivamente. Tras la calibración, el caudal calculado para los manantiales virtuales es de 1,8 y 4,7 l/s, para Virtual Spring 1 y 2, respectivamente.

	Recharge Flow Rates (mm/yr)						
	Q_1^a	Q_{21}^b	Q_{22}^c	Q_2^d	Q_{31}^e	Q_{32}^f	Q_3^g
Caso 0	106	106	0	106	106	0	106
Caso 1	106	106	0	106	106	7800	7906
Caso 2	106	106	0	106	106	15600	15706
Caso 3	106	106	0	106	106	23400	23506
Caso 4	106	106	300	406	106	23400	23506

Q_1 : Rainfall Recharge

Q_{21} : Rainfall Recharge

Q_{22} : Irrigation Return Recharge

$Q_2 = Q_{21} + Q_{22}$

Q_{31} : Rainfall Recharge

Q_{31} : Careo Recharge at the "Sima de Berchules" area

$Q_3 = Q_{31} + Q_{32}$

Tabla 10.1. Valores asociados de recarga a las diferentes zonas del modelo en función de los escenarios considerados en la modelación.

Con los parámetros calibrados se procede a simular la respuesta del modelo para los diferentes escenarios de recarga considerados (tabla 10.2). Estos responden a diferentes escenarios de recarga: En el Caso-0 solo se considera la recarga producida por la lluvia en todo el dominio. En el Caso-1 se considera la recarga de la lluvia en todo el dominio más un caudal de recarga adicional en la zona de careo, igual al caudal vertido en la zona de careo durante el año hidrológico 2014-15 (Martos et al., 2015). Los casos 2 y 3 son análogos al Caso-1 pero duplican y triplican, respectivamente, el caudal de recarga en la zona de careo del Caso-1. Finalmente, el Caso-4 es igual al Caso-3, no obstante considera un término de recarga adicional para tener en cuenta la recarga producida por los excedentes de riego cuando este se realiza mediante el uso de la práctica tradicional de “riego a manta”. Este término se aplica en la zona Q_2 de recarga del modelo (figura 10.7).

En la figura 10.8 se muestra la distribución de niveles piezométricos a lo largo del transecto para los diferentes escenarios simulados. La diferencia de nivel piezométrico entre líneas consecutivas es constante e igual a 100 m.

De la figura 10.8 se infiere que en la zona de careo los flujos son principalmente verticales y con sentido descendente. Según aumenta el caudal de recarga también aumentan (1) el gradiente piezométrico y (2) los flujos de descarga en la zona de los manantiales, cuya posición está indicada por unas líneas grises que cortan de manera vertical la secciones mostradas. Ambos efectos quedan reflejados por el incremento en la densidad espacial de líneas de nivel según aumenta el caudal.

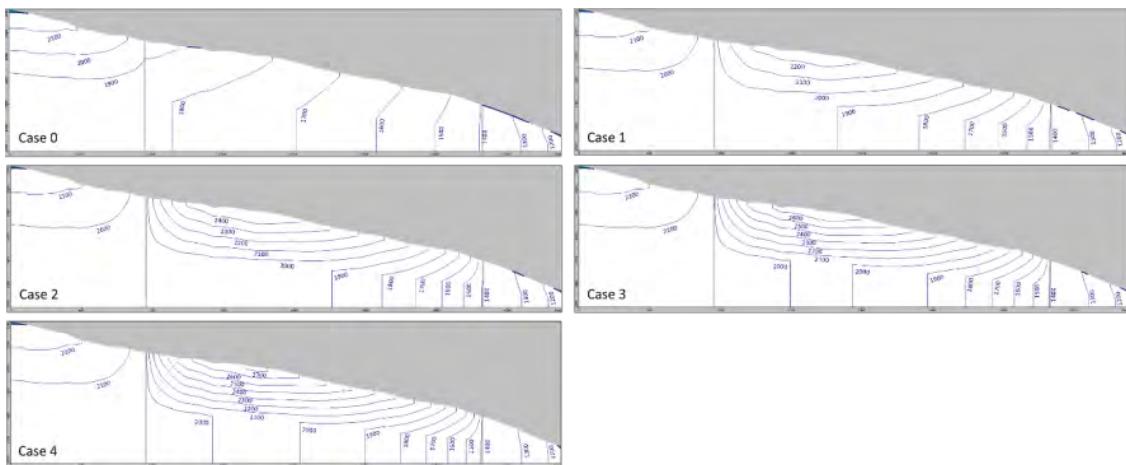


Figura 10.8. Distribución de líneas equipotenciales para los diferentes escenarios simulados

En la tabla 10.2. se presentan los resultados de la modelación en términos de los caudales de recarga y de descarga, tanto en los manantiales como en el río.

	Balance Flow Rates ($\text{m}^3/\text{d/mL}^a$)				
	Total Recharge	Virtual Spring-1 Leakage	Virtual Spring-2 Leakage	Virtual Springs Total Leakage ^b	River Discharge
Caso 0	1,35	-0,28	-0,31	-0,60	-0,75
Caso 1	6,91	-1,74	-4,39	-6,13	-0,78
Caso 2	12,46	-3,77	-7,90	-11,67	-0,79
Caso 3	18,02	-5,95	-11,26	-17,21	-0,81
Caso 4	20,29	-6,34	-12,72	-19,06	-1,23

Flowrates are provided for a 1m thick transect (i.e.mL)
Virtual Spring-1 + Virtual Spring-2

Tabla 10.2. Valores asociados la recarga del acuífero y la descarga de este tanto en los manantiales como en río para los diferentes escenarios de recarga considerados.

Como se puede observar, el caudal descargado en los manantiales es proporcional a la recarga, obteniéndose un mayor caudal en el manantial localizado a menor cota (figura 17-A). El modelo concentra la descarga en los manantiales virtuales, pero en realidad esta descarga produciría un incremento de la humedad del suelo, la cual es necesaria tanto para permitir el cultivo en estas zonas como para el sustento de la vegetación local.

El caudal drenado por el río es poco sensible al caudal de recarga procedente del careo (figura 10.9-B). La descarga en el río solo se activa cuando se incluyen en la recarga los excedentes de riego producidos cuando se riega a manta (i.e. Caso-4).

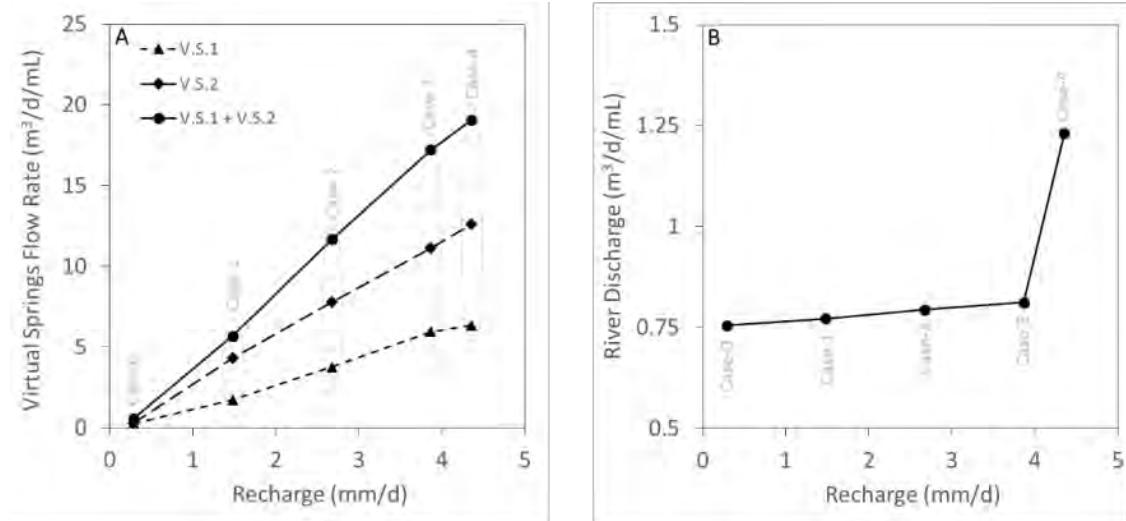


Figura 10.9. Valores de descarga del acuífero tanto en los manantiales (A) como en el río (B) para los diferentes escenarios de recarga simulados.

8.3 Conclusiones

Se ha realizado un modelo numérico con Visual Modflow para simular los flujos de descarga de un acuífero para diferentes escenarios de recarga, en régimen estacionario. Utilizando el escenario de recarga correspondiente al último año hidrológico se ha calibrado la permeabilidad del modelo utilizando, además, como observaciones el caudal medido en los manantiales existentes en la zona. El valor de permeabilidad obtenido tras la calibración del modelo está comprendido entre 10^{-2} y 10^{-4} m/s para las zonas de esquistos alterados y no alterados, respectivamente.

El aumento en los caudales vertidos en la zona de careo incrementa de manera lineal los caudales de descarga de los manantiales situados en la ladera. Sin embargo, la descarga del sistema en el río es poco sensible a este caudal de recarga en la parte baja de la cuenca hidrológica del río Bérchules. Por el contrario, la descarga en el río es sensible a la recarga producida por los excedentes de riego cuando este se realiza mediante la técnica tradicional de riego a manta.

11. Balance del sistema río-acuífero de la cuenca del río Bérchules y modelo conceptual de funcionamiento

Los límites hidrológicos de la cuenca del río Bérchules coinciden con los del Acuífero Superficial de Bérchules, que se define por primera en este proyecto. Este acuífero y el río están hidráulicamente conectados y constituyen un sistema río-acuífero que ha sido manejado por el hombre desde la Edad Media. El acuífero, formado por la capa de alteración de los esquistos nevado-filábrides más las formaciones superficiales recientes, que se desarrollan en la cuenca hidrológica del río Bérchules, tiene su principal zona de descarga en el río. La permeabilidad y espesor de los materiales que forman el acuífero y la alta pendiente de su sustrato impermeable no explican, a priori, la alta componente subterránea del hidrograma medio. Para entender este comportamiento tan inercial, hay que conocer el manejo del agua que hace el hombre en esta cuenca hidrológica. En efecto, la derivación del agua superficial, en la cabecera de la cuenca, para su recarga y para regadío, en las laderas más favorables para su infiltración, hace que la recarga del acuífero sea mucho mayor de la que tendría en condiciones naturales. Este hecho explica los elevados porcentajes de agua subterránea que circulan por el río.

La investigación llevada a cabo con motivo de este proyecto ha permitido comprobar que las entradas a esta cuenca hidrológica se producen por: i) infiltración del agua de lluvia, ii) infiltración del agua del deshielo, iii) recarga artificial de agua superficial mediante las acequias de careo, iv) retornos de regadío y v) escorrentía directa.

Durante el año hidrológico en el que se ha controlado el caudal del río en distintas secciones, que ha sido un año seco (las aportaciones medidas en la estación de aforo han sido de 5,3 hm³, frente a los 12 hm³ del año medio), la práctica totalidad del agua descargada hacia el río ha pasado por el acuífero. El agua de deshielo generada en este último año hidrológico se derivó por las acequias de careo y hacia la cuenca del Mecina. La escorrentía superficial directa ha sido despreciable en términos de balance.

Las salidas de la cuenca se producen por: i) derivaciones del río para regadío, y, en mucha menor medida, para abastecimiento, ii) por la explotación de los 20 sondeos inventariados en la cuenca (su escaso caudal de bombeo hace suponer -no existe control de los contadores- que su volumen de explotación es poco importante) y iii) descargas al río Bérchules.

Durante el año hidrológico 2014-2015, que, como ya se ha indicado, ha sido un año seco, los términos del balance son los siguientes:

Entradas	(mm/año)	hm ³ /año
Recarga al acuífero (natural +careos)*	112	7,6
Salidas		
Derivaciones para regadío y abastecimiento	22	1,5
Salidas por traspaso a la cuenca del Mecina	18	1,2
Salidas por descargas subterráneas al río	78	5,3
Variación de almacenamiento	6	0,4

* Se considera la recarga total determinada en el año hidrológico 2014-15 con el código HBV

Tabla 11.1. Términos del balance hídrico de la cuenca hidrológica del Bérriches, correspondientes al año hidrológico 2014-2015

Si se consideran los resultados del modelo hidrológico HBV correspondientes al periodo 1970-2015, se aplican los consumos para riego determinados por teledetección (1,5 hm³/año, periodo 2013-2015) y se considera un volumen trasvasado por la acequia de Mecina comprendido entre 1 y 2 hm³/año, el balance medio del sistema hidrológico quedaría como sigue:

Entradas	(mm/año)	hm ³ /año
Recarga al acuífero (natural +careos)*	180	12,5
Escorrentía superficial directa**		2,4-3,4
Salidas		14,9-15,9
Derivaciones para regadío y abastecimiento	22	1,5
Salidas por traspaso a la cuenca del Mecina	15-30	1-2
Salidas por el río (incluido flujo hipodérmico)	184	12,4

* Se considera la recarga media determinada con el HBV, que prácticamente coincide con la calculada con Visual Balan (187 mm/año)

** Se determina por cierre del balance

Tabla 11.2. Términos del balance hídrico de la cuenca hidrológica del Bérriches, correspondientes al periodo 1970-2015. En este balance se han considerado las salidas para regadío estimadas para los dos últimos años del periodo y un volumen anual derivado por la acequia del Mecina comprendido entre 1 y 2 hm³.

Del análisis de los distintos términos del balance, se deduce que se trata de una cuenca hidrológica con excedentes, pero, con problemas de escasez durante los estiajes de los años medios y secos, cuando coinciden en el tiempo la mayor demanda y el menor caudal del río.

12. Resumen y conclusiones

En esta Memoria se presentan los resultados de la investigación hidrogeológica llevada a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) para la Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía (AMAYA), en la cuenca hidrológica del río Bérrchules.

El río Bérrchules es el afluente más oriental del río Guadalfeo, el cual drena buena parte de los recursos hídricos de la margen meridional de Sierra Nevada, en el sur de España. La cuenca investigada se ubica en su totalidad en el municipio granadino de Bérrchules, dispone de 67,63 km² de superficie y de una pendiente y una altitud media del 37% y de 2072 m s.n.m, respectivamente. Las máximas elevaciones de la cuenca se encuentran al norte, en la divisoria atlántico-mediterránea, y corresponden al Cerro del Gallo (2910 m s.n.m.) y al Peñón del Puerto (2754 m s.n.m.). El punto de menor cota de la zona investigada, coincide con la estación de aforo de Narila, a 979 m s.n.m. El cauce principal de mayor longitud presenta 17,4 km y discurre entre 979 y 2553 m de altitud.

El principal objetivo de este trabajo ha sido ambicioso, dado que se requería caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de un acuífero de alta montaña del que no se disponía de ningún tipo de información hidrogeológica previa. Esta caracterización debía, a su vez, servir para ayudar a mejorar la gestión de los recursos de la cuenca hidrológica del río Bérrchules y para comprobar qué metodologías de las aplicadas podrían ser utilizadas en otras cuencas de similares características.

La consecución de los objetivos planteados ha sido compleja, a la ausencia de información hidrogeológica previa y a las dificultades logísticas e instrumentales que supone trabajar en un ambiente de alta montaña, se ha sumado la fuerte antropización que sufre el funcionamiento de este sistema río-acuífero, donde existe un entramado de acequias de careo y riego que permiten modificar, sustancialmente, su funcionamiento hidrodinámico. A estas dificultades, se debe añadir el limitado tiempo de ejecución del proyecto y, en especial, la ausencia de sondeos de investigación hidrogeológica. Solo se ha podido contar con un año de medidas de caudal en ríos y acequias, cuando lo habitual en este tipo de estudios es contar con un mínimo de tres años de seguimiento. Asimismo, el limitado presupuesto ha impedido realizar sondeos de investigación hidrogeológica; con estos se hubiera podido contar con datos referentes a la profundidad del acuífero, parámetros hidráulicos de los materiales y la toma de medidas piezométricas, fundamentales para la realización de cualquier tipo de estudio hidrogeológico. Pese a estas limitaciones, se considera que los objetivos planteados se han cumplido. Se ha conseguido un importante avance en el conocimiento del funcionamiento hidrogeológico e hidrológico de esta cuenca y se ha comprobado el importante papel que juega la técnica de careo en el funcionamiento hidrológico del río.

En relación con lo anterior, se debe destacar que la cuenca estudiada presenta unas características geológicas e hidrometeorológicas muy similares a las del resto de cuencas que drenan Sierra Nevada; cuencas que suministran unos recursos hídricos fundamentales, tanto para la población local, como para la que depende de ellos, aguas abajo, sin olvidar el rol de la descarga subterránea en el mantenimiento de los ecosistemas asociados. Por estos motivos, muchas de las técnicas aplicadas podrán ser utilizadas en el resto de cuencas de alta montaña de Sierra Nevada.

Para alcanzar los objetivos planteados se comenzó realizando la cartografía geológica de formaciones superficiales y un análisis geomorfológico de la cuenca. La práctica totalidad de la cuenca del río Bérchules se desarrolla sobre rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride, fundamentalmente micaesquistos feldespáticos con algunas intercalaciones de cuarcitas. Estos materiales afloran como roca inalterada en 8,4 km² de los 67 km² de la cuenca. En el resto de superficie, la labor de reconocimiento geológico ha permitido cartografiar los afloramientos de derrubios periglaciares, depósitos asociados a movimientos de masas de rocas, conos de deyección y esquistos alterados con desarrollo de suelos. Todos estos materiales son de naturaleza permeable y, por tanto, permiten el almacenamiento y transporte del agua subterránea.

Las áreas más altas de la cuenca presentan pendientes suaves recubiertas por un manto de derrubios periglaciares de gran continuidad. A menor cota, la capa de alteración de las rocas metamórficas pierde espesor y aumenta la fracción arcillosa, debido a la mayor intensidad de los procesos de alteración química. Por otro lado, en las proximidades de los tramos de mayor pendiente longitudinal de los ríos Chico y Grande se observan importantes deslizamientos que dan lugar a grandes depresiones con formas de anfiteatro, en las que se desarrollan suelos y se acentúan los procesos de meteorización, dando lugar a enclaves de mayor permeabilidad, y en donde en sus escarpes basales se localizan los manantiales más caudalosos.

La disposición geométrica de los planos de esquistas ha favorecido la formación de un relieve estructural en el que las laderas occidentales de la cuenca son más largas y tendidas que las laderas orientales, que presentan valles angostos y vertientes más abruptas. La menor pendiente de las laderas orientales y el hecho de que la red de drenaje apenas haya producido incisión, provocaron que la agricultura y los principales asentamientos se instalasen sobre las mismas. Es hacia esas laderas hacia donde se dirige la práctica totalidad de las acequias de careo y riego y en donde este ingenioso saber hacer ha permitido crear un vergel. Aguas arriba de las acequias la cubierta vegetal es menos densa y está constituida por una vegetación de tipo mediterráneo, adaptada a las condiciones de semiaridez que se dan en la ladera sur de Sierra Nevada. Por el contrario, las peores condiciones para el desarrollo de la agricultura en las márgenes izquierdas de los ríos han provocado que los afluentes de las márgenes izquierdas trasfieran sus recursos hacia las cuencas hidrológicas inmediatamente situadas al este, para que se haga allí el careo del agua de deshielo, que de otra forma escurría aguas abajo de la cuenca sin poder haber sido utilizada para riego y/o retenida mediante su infiltración en el correspondiente acuífero.

Para evaluar la recarga del acuífero y los recursos medios de la cuenca se ha requerido un análisis previo de la información meteorológica. Se han procesado más de medio millón de datos de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria, de 16 observatorios meteorológicos ubicados en la ladera sur de Sierra Nevada. Con el tratamiento de esta información se han podido determinar los necesarios gradientes altitudinales de precipitación y temperatura. A su vez, se ha generado una serie diaria de datos térmicos y pluviométricos con la que se ha podido cuantificar la precipitación y la evapotranspiración potencial de la cuenca hidrológica, correspondiente al periodo del que se dispone de datos foronómicos en la estación de aforo de Narila.

La precipitación media anual en la cuenca del río Bérchules y su desviación estándar asociada ha sido de 810 ± 350 mm/año en el periodo 1970-2013. La media de días de lluvia por año es de 47 días. La temperatura media anual del aire fue de 8,9 °C, con una media en la zona de menor altitud de 13,6 °C y de 4,9 °C, en la zona más alta. Las considerables variaciones de altitud de la cuenca hacen que existan importantes gradientes de precipitación (19 mm/100 m) y de temperatura (-0,56°C/100 m) y que la precipitación nival sea importante. En cotas superiores a 2400 m de altitud suele haber nieve entre noviembre y mayo. Se han realizado diferentes cálculos de la escorrentía (lluvia útil) mediante el modelo de Thornthwaite de balance de agua en el suelo, con valores de capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) comprendidos entre 50 y 300 mm. Al comparar los resultados de los balances de agua en el suelo con los valores reales de escorrentía en la cuenca del río Bérchules, se comprueba que los valores de CRAS que mejor los explican son los que se corresponderían con una CRAS de 250 mm. Estos resultados implican que en el área de alimentación del acuífero existe una alta capacidad de retención del agua que favorece la evapotranspiración de buena parte de la precipitación que alcanza a la cuenca.

Las aportaciones al conocimiento geológico del sector, antes indicadas, la elaboración de un inexistente inventario de puntos de agua (que ha pasado a disponer de 609 manantiales y 20 sondeos), unido al análisis de la respuesta hidrodinámica del sistema río-acuífero (caudales de aforo en ríos y acequias, ensayos de permeabilidad y modelización del flujo subterráneo) y al estudio hidroquímico e isotópico del agua de precipitación, superficial y subterránea han permitido diferenciar un acuífero desarrollado en rocas duras, en el que sus límites superficiales coinciden con los de la cuenca hidrológica del río Bérchules.

El Acuífero Superficial de Bérchules (ASB), que se define por primera vez en este trabajo, lo constituyen los materiales de la zona de alteración superficial de los esquistos nevado-filábrides más las formaciones superficiales permeables recientes que se superponen a los anteriores. Dispone de una superficie de afloramientos permeables de 59,2 km². Se desconoce su espesor medio. Las zonas productivas de los pocos sondeos en los que se dispone de información hidrogeológica indican que es menor de 40-50 m. En relación con lo anterior, se debe subrayar que de los 609 manantiales inventariados (9 manantiales/km²), el 95 % presentan caudales inferiores a 0,2 l/s. Por otro lado, los sondeos presentan caudales de explotación inferiores a 2-3 l/s y son utilizados para uso agrícola y ganadero.

No se han podido hacer pruebas de bombeo con las que determinar los parámetros hidráulicos del acuífero. Tan solo se pudo realizar un ensayo de permeabilidad con el que se ha determinado una transmisividad de $8,45 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Con el modelo matemático de flujo 2D realizado en la zona de careo de la acequia de El Espino, se ha podido estimar una permeabilidad comprendida entre 10^{-3} y 10^{-2} m/s , que en las zonas de máximo espesor saturado daría lugar a transmisividades de 0,05 a 0,5 m^2/s .

Por otro lado, se ha realizado una campaña de muestreo hidroquímico e isotópico de aguas de nieve, superficiales y subterráneas, en un total de 51 puntos, con la que se ha podido conocer su calidad para distintos usos y diferenciar distintos tipos de agua, además de ayudar a entender mejor el funcionamiento de este sistema río-acuífero. Las aguas subterráneas y las superficiales de la cuenca del río Bérchules presentan una baja mineralización, con valores de conductividad eléctrica inferiores a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mayor parte son de tipo bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica. La nieve presenta facies sulfatada-bicarbonatada cálcica. Conforme aumenta el tiempo de tránsito del agua en el acuífero sus facies se modifican de sulfatada a bicarbonatada y aumentan los contenidos de magnesio y sodio. Las relaciones iónicas permiten comprobar diferencias entre las aguas muestreadas en las márgenes derechas e izquierdas del río. En la margen derecha hay mayor reconcentración de elementos como el cloruro, dado que hay una mayor evapotranspiración al disponer de una capa de alteración mucho más importante que la margen izquierda. En algunas muestras de las márgenes derechas del río hay mayores concentraciones de sulfatos y nitratos, evidenciando un incipiente proceso de contaminación agrícola. Los contenidos de deuterio y oxígeno 18 analizados en la nieve, el agua superficial y el agua subterránea confirman que las aguas subterráneas de la margen derecha provienen de la recarga de aguas situadas a una cota mayor a lo que les correspondería, aspecto que indica la importancia de las operaciones de careo. En definitiva, la caracterización hidrogeoquímica e isotópica de las aguas de la cuenca del Bérchules señala que las aguas subterráneas de la margen derecha del Bérchules son aguas recargadas fundamentalmente por careo y que aumentan su salinidad por reconcentración por evapotranspiración y por la disolución de los minerales que encuentra en su recorrido, aguas abajo.

El análisis conjunto de la información hidrogeológica generada permite comprobar que existen una serie de aspectos que condicionan el funcionamiento hidrogeológico del acuífero y por tanto, el de su descarga en el río. Entre estos aspectos destacan tres: i) la pendiente pronunciada del terreno, ii) la presencia de una zona de alteración de poco espesor y con una permeabilidad notablemente superior a la del esquisto sin alterar, iii) la existencia de una densa red de discontinuidades abiertas, que han sido generadas por la descompresión de la esquistosidad en la zona de contacto entre la zona de alteración y la roca madre. Estas circunstancias hacen que la divisoria hidrológica y la hidrogeológica coincidan, que se den las condiciones para que exista un elevado número de manantiales y una importante componente de flujo hipodérmico y, por último, que dentro del propio acuífero superficial existan dos zonas con distinta permeabilidad y con distintivo comportamiento hidrogeológico. La más superficial con una permeabilidad por porosidad y por tanto con un comportamiento más inercial y relativa capacidad de almacenamiento, y la

más profunda, con porosidad por fracturación, con un flujo más rápido que la zona menos profunda y con menor capacidad de almacenamiento que la anterior.

El esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico del ASB, se sintetiza a continuación. La recarga del acuífero se produce de dos formas: i) recarga natural, debida a la infiltración de la precipitación, tanto en forma de nieve como de lluvia y ii) recarga artificial, debida a las acequias de careo y, en menor medida, a los retornos de regadío. El agua infiltrada que percola bajo la capa edáfica puede fluir verticalmente y pasar a recargar el acuífero o bien hacerlo casi horizontalmente, para surgir como flujo hipodérmico, a través de los numerosos manantiales colgados existentes. El agua que finalmente recarga al acuífero se dirige hacia el río Bérchules y hacia sus tributarios, pudiendo surgir algunos manantiales a media ladera, mayoritariamente aguas abajo de las acequias de careo y riego. La explotación por sondeos parece no ser muy importante. Por otro lado, se quiere subrayar que existe otra descarga de aguas subterráneas de circulación profunda, asociada a la fracturación de las rocas metamórficas inalteradas, que da lugar a la existencia de manantiales con una anomalía térmica e hidroquímica con respecto a los asociados al acuífero superficial. Es el caso del manantial de Fuente Agria, situado en la margen izquierda del río, cerca de la población de Bérchules. Estos manantiales aportan muy poco caudal a la cuenca pero son de gran interés por sus especiales características hidrogeoquímicas.

Para la evaluación de la recarga del acuífero se ha utilizado el código Visual Balan 2.0. La recarga se calibró con los datos de caudal de la estación de aforo de Narila, al no disponer de series temporales de datos piezométricos. De los resultados del balance hecho en la cuenca del río de Bérchules se desprende que la recarga media anual del acuífero es de $6,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ (13% de la precipitación y 49% del caudal total), que se recargan en $59,2 \text{ km}^2$ de afloramientos permeables, resultando una tasa anual de recarga media de 106 mm/año .

Con los citados datos de la estación de aforo de Narila también se han calibrado dos modelos agregados de precipitación-aportación (HBV y Grado-Día-Témez) con los que se ha podido: i) estimar los recursos medios de la cuenca que se descargan por el río, ii) determinar qué componentes del hidrograma son de origen superficial, hipodérmico y subterráneo y iii) evaluar qué cantidad de precipitación alcanza la cuenca en forma de nieve y qué parte lo hace en forma de lluvia, entre otros aspectos. Los resultados de ambos modelos son muy parecidos, no obstante el modelo HBV, que utiliza datos diarios ha permitido comprobar que las descargas medias al río Bérchules, en el periodo 1970-2013 son de unos $12 \text{ hm}^3/\text{año}$. Este modelo indica que algo más del 90 % del agua aforada en Narila, es de origen subterráneo, y que el 14% de las entradas por precipitación lo hacen en forma de nieve.

El análisis de los hidrogramas del periodo de registro de la estación de aforo de Narila pone de manifiesto que el agua que circula por río Bérchules, durante los años secos y medios, que son mayoría, es en su práctica totalidad de origen subterráneo. Solo en los escasos años con precipitaciones por encima de la media, se producen crecidas importantes aguas abajo. Esta respuesta, como se demuestra más adelante, no es natural, y se debe al manejo del agua que se realiza mediante acequias de careo y riego. En este sentido se quiere poner de

manifiesto que los códigos de precipitación-aportación tan ampliamente usados en los procesos de planificación hidrológica no tienen en cuenta el efecto de los careos y, además, no pueden reproducir de manera correcta el efecto del paso del agua subterránea recargada mediante careo por el acuífero. Por tanto, las predicciones de cambio climático que se están haciendo con este tipo de códigos están sobreestimando los caudales de estiaje, dado que si en un futuro se reduce el careo en estas cuencas, como de hecho ya está pasando, las respuestas de estos ríos serán mucho menos inerciales y los caudales de estiaje se verán notablemente disminuidos por este efecto.

Para analizar más detalladamente el comportamiento hidrológico del río Bérrchules, desde su cabecera hasta la estación de aforo de Narila, durante el año hidrológico 2014-2015, se ha realizado un importante esfuerzo de campo compartido entre los técnicos de la AMAYA y del IGME. Se seleccionaron siete secciones de control en el cauce del río Bérrchules y en dos de sus principales tributarios, el río Chico y el Grande, y otras seis en las principales acequias del sistema. En la mayoría de estas secciones se instalaron sensores limnimétricos automáticos, programados para realizar registros con una cadencia horaria, y se procedió a establecer la correspondiente curva de gastos con una serie de aforos directos que se realizaron con una cadencia aproximadamente mensual, en los ríos, y quincenal, en las principales acequias. Esta labor también ha permitido comprobar la fuerte antropización del régimen hidrológico del río Bérrchules. La derivación de las aguas de deshielo para su infiltración mediante las acequias de careo en la cabecera de la cuenca y la que se hace para regadío, en la parte media y baja de la cuenca, en la época de estiaje, modifican de forma manifiesta el hidrograma que debería presentar el río en condiciones naturales. Este manejo del agua provoca que la respuesta del río en la parte baja de la cuenca sea la de un río muy inercial, como los que discurren en cuencas muy permeables y de baja pendiente. En efecto, el hidrograma en Narila ha sido prácticamente plano, con una componente subterránea próxima al 100%, no detectándose el pico del deshielo, que se registra de forma evidente en la cabecera los ríos Chico y Grande. Por su parte, la comparación de las aportaciones medidas en cada sección de control confirma el carácter ganador del río en todo su trayecto y ha permitido comprobar que las principales entradas del sistema se producen por las márgenes occidentales del río Bérrchules y de sus afluentes, donde se realiza el careo y el riego.

Uno de los objetivos parciales de este trabajo consistía en analizar los efectos de la técnica de careo en el funcionamiento del río. Aunque estos efectos se observan en la investigación a escala de cuenca, se decidió abordar esta tarea con más detalle y para ello se realizó un control en continuo del agua infiltrada en la principal acequia de careo de la cuenca, la acequia de El Espino. Asimismo, una campaña de aforos diferenciales permitió localizar los tramos de la acequia con mayor capacidad de infiltración. Por último se ha realizado un modelo de flujo 2D, que discurre por la principal zona de careo de la cuenca. Con este modelo se ha confirmado el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero, se ha estimado la permeabilidad de los materiales y, una vez calibrado, se han simulado diferentes hipótesis de funcionamiento.

El citado control hidrológico de la principal acequia de careo de la cuenca, la acequia de El Espino, ha demostrado la alta eficiencia de este ancestral sistema de recarga. La acequia, con 7 km de longitud, ha infiltrado, en un año seco, 2 hm³, lo que supone el 38% de las aportaciones registradas en la estación de aforo. El control automático del caudal en dos secciones de la acequia ha permitido determinar que la mayoría del caudal se infiltra a lo largo del recorrido (1,7 hm³), mientras que 0,3 hm³ han sido infiltrados en la Sima de Bérchules, desde donde se alimenta a los principales manantiales utilizados para el abastecimiento a la población. La campaña de aforos diferenciales en la acequia permitió cuantificar la distinta capacidad de infiltración que existe a lo largo de su recorrido, existiendo una alta relación entre las zonas de mayor infiltración y las zonas de mayor densidad de manantiales, aguas abajo. En este sentido, la superposición de los mapas de distribución de las acequias de careo de toda la cuenca, con los mapas de densidad de manantiales y con la situación de los tramos de los arroyos y barrancos con vegetación permanente de ribera, pone de manifiesto el importante papel que juegan las acequias de careo en el mantenimiento del peculiar paisaje serrano, en el que alternan bancales irrigados con la descarga de los manantiales situados a media ladera y bosques de ribera. No es de extrañar, por tanto, que el nombre de Bérchules, que deriva del término vergel en árabe, esté íntimamente ligado al sabio y ancestral manejo del agua que han hecho, desde época andalusí, los habitantes de este rincón de Sierra Nevada.

Con todo, para cuantificar el papel de las acequias de careo en el funcionamiento hidrogeológico de las laderas occidentales del río, donde se concentra la recarga del sistema, se ha hecho un modelo matemático de flujo 2D, en régimen permanente, en dirección perpendicular a las líneas de flujo. Esta sección presenta una dirección aproximada oeste-este, parte de la divisoria con el río Tervélez, en la loma de Juviles, trascurre por la Sima de Bérchules y atraviesa esta localidad, por su margen norte, hasta finalizar en el cauce del río. El modelo ha sido calibrado con las salidas por los manantiales existentes a media ladera y con las salidas que se producen hacia este tramo del río. El modelo ha permitido determinar la permeabilidad de la zona de alteración del acuífero (10^{-3} - 10^{-2} m/s) y la de la roca de base (10^{-4} m/s). Posteriormente se han hecho distintas simulaciones aumentando el caudal recargado en la sima de Bérchules, con respecto a los datos del año hidrológico 2014-2015, y simulando el efecto que tendría poner en regadío los bancales abandonados desde los años cincuenta del siglo pasado. Este ejercicio ha permitido comprobar que el caudal de los manantiales que surgen a media ladera está linealmente correlacionado con el caudal que se recarga mediante el careo y que, por su parte, el caudal del río solo se incrementa en este sector de la cuenca cuando se recuperan las zonas de riego a manta abandonadas.

El balance hídrico de la cuenca investigada realizado con los datos del año 2014-2015, que ha sido un año manifiestamente seco, indica que las entradas del sistema río –acuífero (7,6 hm³/año) se han producido por la recarga de agua (natural y artificial) en el acuífero y las salidas se han repartido entre 1,5 hm³ para regadío y abastecimiento, y 1,2 hm³ para su trasferencia a la cuenca del río Mecina; el resto, 5,3 hm³, han discurrido, superficialmente por el río Bérchules, aguas abajo de la estación de aforo de Narila. La diferencia entre las entradas y las salidas se explicaría por una disminución del volumen de agua almacenado en el acuífero, o por un error de cierre del balance.

Por otra parte, los datos medios de las aportaciones controladas en la estación de aforo de Narila y correspondientes al periodo 1970-2015 indican que los recursos medios de la cuenca están comprendidos entre 15 y 16 hm³/año, incluidos 1,5 hm³/año usados para regadío y entre 1 y 2 hm³/año, trasferidos a la cuenca del río Mecina.

Han sido varios los métodos y las técnicas de investigación aplicadas que van a poder ser utilizados en la investigación de otras cuencas hidrogeológicas de alta montaña del territorio andaluz. Los modelos de precipitación-aportación HBV y Grado-Día-Témez, al incorporar la dinámica nival, permiten evaluar los recursos medios de estas cuencas con los datos meteorológicos y foronómicos habitualmente disponibles, además es posible diferenciar las distintas componentes del flujo, si bien no permiten una buena evaluación de la recarga subterránea. Con esta investigación se ha podido constatar que los acuíferos desarrollados en rocas duras y en zonas de grandes pendientes requieren de un especial análisis de la componente que se descarga mediante flujo hipodérmico. El código Visual Balan ha sido utilizado con éxito en este tipo de ambientes y en la cuenca del Bérchules ha permitido determinar una recarga media de 106 mm/año, con un coeficiente de recarga del 14%, acorde con los que se consiguen en otros acuíferos en rocas duras a escala global (entre el 5-15% de la precipitación). Con todo, Visual Balan, al igual que HBV y que el modelo del Grado-Día-Témez, no consideran los efectos que la técnica de careo tiene en el acuífero y en el régimen de funcionamiento del río. Para poder resolver estas cuestiones es necesario recurrir a modelos de flujo subterráneo, como el código MODFLOW, aplicado en esta investigación. Estos modelos deben estar alimentados con información distribuida de cotas piezométricas, permeabilidad, coeficiente de almacenamiento y profundidad del acuífero, entre otras variables. Se requiere, por tanto, realizar y monitorizar algunos sondeos de investigación hidrogeológica y seguir avanzando en el conocimiento de esta cuenca piloto. Por su parte, las técnicas de investigación hidrogeoquímica e isotópica utilizadas han demostrado gran validez y permiten su aplicación en otras cuencas de alta montaña, con objeto de confirmar o desmentir los resultados que se consiguen con los métodos de investigación hidrodinámicos. En lo que se refiere al control de la red hidrométrica se debe indicar que la forma en que se ha procedido en esta investigación debe ser mejorada. Hay que minimizar el número de visitas para realizar las curvas de gasto de las secciones de control. Muchos de estos puntos de control requieren de más de dos horas de desplazamiento a pie para su medida, lo que hace inviable el control sistemático de un número de puntos de control suficiente. En próximos estudios de este tipo será necesario instalar estaciones de control automáticas que no requieran de la elaboración de su curva de gastos mediante aforos directos periódicos.

La ejecución de sondeos mecánicos de investigación hidrogeológica y la aplicación de técnicas de prospección geofísica de superficie son de necesaria ejecución en futuras investigaciones, para conocer la profundidad del acuífero y su distribución espacial. Los acuíferos son cuerpos tridimensionales y en esta investigación solo se ha hecho investigación 2D. Por otro lado, una vez que se conocen los puntos de descarga asociados a los careos, la aplicación de ensayos de trazado puede ser fundamental para mejorar el conocimiento de los tiempos de tránsito del agua por el acuífero.

Las principales conclusiones de esta investigación se indican a continuación.

- 1) En la práctica totalidad de la cuenca hidrológica del río Bérchules afloran materiales permeables que deben ser catalogados como materiales acuíferos. Este acuífero, que coincide en superficie con los límites de la cuenca, se alimenta con el agua de precipitación en forma de lluvia y de nieve, y, fundamentalmente, mediante las acequias de careo y los retornos de regadío. Su descarga se produce por manantiales, por el río Bérchules y por su explotación mediante sondeos.
- 2) La evidente conexión hidrogeológica entre el acuífero y el río, demostrada con esta investigación, pone de manifiesto que para entender el funcionamiento de los ríos que nacen en Sierra Nevada es necesario investigar la hidrogeología de la cabecera de estas cuencas.
- 3) El manejo ancestral del agua que se realiza en la cuenca del Bérchules incrementa la recarga del acuífero y modifica, sustancialmente, la respuesta hidrológica del río. Los hidrogramas de la parte alta de la cuenca, claramente nivales, nada tienen que ver con el que se registra en la estación de aforo de Narila. La práctica totalidad del agua de deshielo se recarga en el acuífero y se trasvaza hacia la cuenca del Mecina. Otra parte importante del caudal es derivada para riego de pastos y de zonas regables. Estas actuaciones hacen que el comportamiento del río en la parte baja de la cuenca sea el de un río muy inercial, con una alta componente subterránea.
- 4) El manejo del agua que se hace en la cuenca del Bérchules permite que aguas abajo de las acequias de careo se mantenga un manto de vegetación con unas exigencias hídricas mucho mayores a las que se dan, de forma natural, en la margen sur de Sierra Nevada. Por otra parte, el careo incrementa el caudal de estiaje del río Bérchules y su abandono implicaría la notable disminución de la descarga del río durante los períodos secos.
- 5) El balance hidrológico realizado tanto para el año 2014-15, que ha sido un año seco, como el correspondiente al periodo 1970-2015, indica que la cuenca es excedentaria en recursos, pero que presenta problemas durante los estiajes de los años secos; debido a la coincidencia en el tiempo de la máxima demanda para regadío y el menor caudal del río.

- 6) Durante el periodo en el que se dispone de datos hidrológicos (1970-2015) no se observa una tendencia descendente manifiesta de la escorrentía. No obstante, se han podido constatar distintas causas que vienen produciéndose, algunas desde mediados del siglo pasado, otras recientemente, y que afectan de forma evidente en la disminución del caudal del río. Entre estas causas se pueden citar las siguientes: i) el abandono de muchas zonas de cultivo que se regaban a manta con unos importantes retornos de regadío, ii) la reducción de las zonas de pasto en la cabecera de la cuenca, que aumentaba la recarga del acuífero, iii) la trasformación de riego a manta por regadío localizado en buena parte de las parcelas actuales, que reduce la cuantía de los retornos de regadío, iv) la práctica inexistencia de recursos trasvasados desde el río Trevélez, por el mal estado de la acequia de Trevélez, v) el incremento de la demanda de agua asociado al incremento del consumo que supone la repoblación de coníferas donde antes había matorral, vi) el uso de mangueras de polietileno sustituyendo a la canalización del agua por acequias, que reduce la infiltración y vii) el aumento del número de balsas impermeabilizadas, que incrementan las salidas del sistema por evaporación.
- 7) Para poder incrementar la disponibilidad de recursos en la cuenca se debe actuar modificando cualquiera de las actuaciones indicadas con anterioridad.
- 8) Con motivo de esta investigación se han contrastado distintas técnicas de investigación que van a poder ser aplicadas para conseguir un mejor conocimiento respecto a la hidrología y la hidrogeológica de las cuencas de alta montaña del territorio andaluz.
- 9) Por último, se quiere indicar que la actual caracterización de la Masa de Agua 060.057 (Laderas Meridionales de Sierra Nevada) debe ser replanteada. Su límite septentrional debe extenderse hasta la zona de cumbres, dado que ahí se ubican los materiales permeables que ayudan a la regulación de los caudales de estiaje. Hay que hacer la correspondiente cartografía hidrogeológica y un inventario de puntos de agua que incluya, al menos, a los principales manantiales y los sondeos de explotación de aguas subterránea. Para evaluar los recursos hídricos de cada subcuenca y de la MAS en general se podrían utilizar códigos como VisualBalan, que permiten un mejor tratamiento de la componente subterránea. Será necesario conocer en qué cuencas hay acequias de careo activas y analizar su posible influencia en el funcionamiento del río y, como no, construir sondeos de investigación y de control piezométrico que permitan conocer el espesor del acuífero, sus propiedades hidráulicas y la evolución del nivel de agua en estos acuíferos de alta montaña, de especial interés tanto desde el punto de vista ambiental como social.

Referencias bibliográficas

- ABEM (2006). Instruction Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000. ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden: 136 pp.
- Al Alwani, G. (1997): Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalefeo. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 p
- 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 nº 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.
- AMAYA (2014). Plan de Gestión para la ordenación hidrológica del río Grande de Bérchules. Agencia de Medio Ambiente y Agua de la Junta de Andalucía. 65 pp.
- Anderson, E.A. (1973) National weather service river forecast system – snow accumulation and ablation model. NOAA. Technical Memorandum NWS HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD., 217.
- Apparao A. (1997). Developments in geoelectrical methods. A.A. Balkema Publishers, VT 05036 USA. 200 pp. ISBN 90 5410 707 3.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du D'etroit de Gibraltar. C. R. Acad. Sci. 304, 929–932.
- Barnett, T. P., J. C. Adam, y D. P. Lettenmaier (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, Nature, 438(11), 303-309.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Quesada, C. (2003): Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. Geomorphology 50, 3–26.
- Cabrera, J.A. (2014) Estimación de los recursos hídricos en una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos. Trabajo fin de máster. Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Universidad de Málaga.
- Castañeda, C y García-Vera, MA (2008). Water balance in the playa lakes of arid environment, Monegros, NE Spain. HydrogeologyJournal (16):87–102
- Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Sausse, J. and Viseur, S. (2009), Surface-based 3D modeling of geological structures, *Mathematical Geosciences*, 41(9):927-945

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.

Cooper, H.H., Bredehoeft, J.D. y Papadopoulos, S.S. (1967). Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*. Vol. 3, pp. 263-269

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.

Dahlin, T. y Zhou, B. (2006). Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2): 113-123.

Degroot-Hedlin, C. y Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12): 1613-1624.

Espín, R., Ortíz, E. y Guzmán, J.R. (2010). Manual del Acequion. Agencia Andaluza del Agua. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Sevilla. 155 p.

FAO (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56.

Galindo-Zaldívar, J. (1990). Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 319 pp.

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.

Gill, B., Cherry, D., Adelana, M., Cheng, X. y Reid, M. (2011). Using three-dimensional geological mapping methods to inform sustainable groundwater development in a volcanic landscape, Victoria, Australia *Hydrogeology Journal* 19: 1349-1365

Gómez Ortiz, A. [coord.] (2002). Mapa geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glaciar y periglaciar. Granada: Junta de Andalucía-Parque Nacional de Sierra Nevada y Universitat de Barcelona

Gómez-Pugnaire, M.T., Galindo-Zaldívar, J., Rubatto, D., González-Lodeiro, F., López Sánchez-Vizcaíno, V., Jabaloy, A. (2004). A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujárride Complex (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, SE Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 84, 303–322.

Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López Sánchez- Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A. (2012). U-Pb geochronology of Nevado-Filábride gneisses: evidence for the Variscan nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos* 146–147, 93–111. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.03.027>.

Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. & McDonald, M.G. (2000). MODFLOW- 2000, The U.S. Geological Survey modular groundwater model-User guide to modularization concepts and the groundwater flow process. US Geol. Surv. Open-File Rep 00-92, 121 pp.

Hargreaves, G.H. (1994) Defining and Using Reference Evapotranspiration. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 120: 1132-1139.

Healy, R.W., y Cook, P.G. (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal 10: 91–109.

Horton, R.E. (1940). An approach toward a physical interpretation on infiltration capacity. Soil Science Society of America Proceedings, 5: 399-417.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. (1993). The Alpujarride–Nevado– Filábride extensional shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. J. Struct. Geol. 15, 555–569. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90148-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(93)90148-4).

Loke, M.H., Acworth, I. and Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Exploration Geophysics, 34(3): 182-187.

Mantecón, R. (2014). El agua y sus oficios a través de la historia. 306 pp. www.facsa.com/XIIjornadastecnicas.

Mantovani, E. C. (1993). Desarrollo y evaluación de modelos para el manejo del riego: estimación de la evapotranspiración y efectos de la uniformidad de aplicación del riego sobre la producción de los cultivos. 1993. 184 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y Montes de la Universidad de Córdoba. Córdoba.

Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C. y Reynard, E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. Near Surface Geophysics, 1(2): 57-67.

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.

Oldenburg, D.W. y Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, 64(2): 403-416.

Padilla, A., y Delgado, J. (2014). Manual del usuario de la Aplicación Trasero 2.0. Departamento de ciclo hídrico. Diputación Provincial de Alicante.

Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlof, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M.,

González-Castillo, L. (2011): Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics* 52, 2, 83-96.

Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193(1032): 120-145.

Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P., Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology* 34, 981–984.

Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R. (2013). The Betic–Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 14.1–14.45. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951>.

Plaza-García, M.P. y García-Rubia, R. (2010): Actualización, digitalización y georreferenciación de la red de acequias de careo en el Espacio Natural Protegido de Sierra Nevada. TRAGSATEC-Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Sevilla. 131 p.

Pulido-Bosh, A. y Sbih, Y. (1995): Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environmental Geology*, 26, 57-63

Raya, J. (2008). Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el sureste de la Península Ibérica. Tesis doctoral CSIC-Univ. de Granada. 416 p.

Roldán García, F., Mateos Ruiz, R.M., Rodríguez Fernández, J. y Azañón Hernández, J.M. (2009): Anatomía de los deslizamientos de la vertiente sur de Sierra Nevada (Granada). In: Alonso, E., Corominas J. y Hürlimann M. (Eds.). VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. CIMNE, Barcelona, 1-12

Samani, Z. (2000). Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*.

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.

Samper, J. y García Vera M.A. (1992). Manual del usuario del programa BALAN_8. Dpto. Ingenería del terreno. E.T.S. de Ingenieros de Caminos. UPC. Barcelona.

Samper, J., Huguet, L., Ares, J. y García-Vera, M. A. (2005). *Manual del Usuario del programa VISUAL BALAN 2.0*. Editorial, ENRESA, Madrid. 139 p.

Samper, J., Huguet, L.I., Arés, J., García, M.A. (1999). Manual del usuario del Programa Visual Balan: V. 1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Empresa Nacional de los Residuos Radioactivos, ENRESA, Madrid, 132 pp.

SCS (1991). Engineering field handbook. Chapter 2, SCS, Washington D.C.

Seibert, J. (2005). HBV-light version 2 user's manual. Department of Physical Geography. Stockholm University, 15 p

Thornwaite (1948). An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-89.

Tubia, J.M., Gil-Ibarguchi, J.L. (1991). Eclogites of the Ojen Nappe; a record of subduction in the Alpujärride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain), *J. Geol. Soc., London* 148, 801–804.

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. (2004). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in Southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267

Waterloo Hydrogeologic (2015). Visual MODFLOW 2011.1 User's Manual. http://trials.swstechnology.com/software/Visual_MODFLOW/2011/Manuals_and_Guides/VMOD-2011.1_Manual.pdf. (Ultimo acceso el 19/11/2015).

Wu, Q., Xu, H. y Zhou, W. (2008). Development of a 3D GIS and its applications to karst areas *Environmental Geology* 5



 Instituto Geológico
y Minero de España

ANEXO I. Calibración y explotación del modelo agregado HBV de las cuencas hidrológicas de los ríos Bérchules y Mecina en el ámbito de Sierra Nevada (Granada)

ANEXO I. Actualización del modelo HBV de la cuenca hidrológica del río Bérchules y modelización del flujo subterránea de una sección vertical



CALIBRACIÓN Y EXPLOTACIÓN DEL MODELO AGREGADO EN HBV DE LAS CUENCAS HIDROLÓGICAS DEL LOS RÍOS BÉRCHULES Y MECINA EN EL ÁMBITO DE SIERRA NEVADA (GRANADA).

Granada, enero de 2015

**El presente informe ha sido realizado por el Instituto
Geológico y Minero de España**

Autores:

**Jorge Jódar Bermudez
José Antonio Cabrera Arrabal
Sergio Martos Rosillo**

Dirección y supervisión:

Sergio Martos Rosillo

Granada, enero de 2015

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	2
ÍNDICE DE TABLAS	3
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	4
2.1 Localización geográfica	4
2.2. Relieve	5
2.3 Marco geológico	6
2.4 Edafología.	10
2.5. Hidrología superficial.	11
2.6. Marco hidrogeológico	13
2.7 Marco climático	16
3. MODELACIÓN NUMÉRICA	17
3.1 El Código HBV	17
3.1.1 Módulo de fusión de nieve	19
3.1.2 Módulo de humedad en el suelo	20
3.1.3 Módulo de evapotranspiración	21
3.1.4 Cálculo del balance de humedad en el suelo	22
3.1.5 Cálculo de la escorrentía subsuperficial y balance de agua en la celda subsuperficial	23
3.1.6 Cálculo del balance y la escorrentía subterránea	24
3.1.7 Cálculo de la escorrentía total	24
3.2. Modelo Numérico HBV	25
3.2.1 Modelo conceptual	25
3.2.2 Calibración del modelo HBV	26
3.2.3 Aplicación del modelo HBV a la cuenca del río Mecina	34
4. CONCLUSIONES	36
5. REFERENCIAS	37

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.	4
Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca alta de los ríos Bérchules (línea roja) y Mecina (línea azul) (a partir del modelo digital del Terreno, IGN 2005).	6
Figura 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).	9
Figura 4. Mapa geológico de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)	10
Figura 5. Red hidrográfica de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)	12
Figura 6. Hidrograma del río Bérchules medido en la estación aforo de Narila correspondiente al periodo 1970-2013	12
Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales de la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila	13
Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010)	14
Figura 9. 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. Careo en una superficie permeable. 4. Circulación por las 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.	16
Figura 10. Variación mensual promedio de la precipitación (P), la temperatura (T) y la evapotranspiración (PET) obtenida en las estaciones meteorológicas virtuales de (A) Bérchules y (B) Mecina.	17
Figura 11. Esquema general del modelo HBV	19
Figura 12. Relación entre la humedad del suelo (eje horizontal) y el coeficiente de filtración con distintos valores de β	21
Figura 13. Relación entre (ETR/ETP) y PWP	22
Figura 14. Hidrograma calculado correspondiente al periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) en la cuenca del río Bérchules	29

Figura 15. (A) .Hidrograma calculado correspondiente al periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) de la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones llevadas a cabo por el proceso de Monte Carlo (intervalo azul).	30
Figura 16. Relación entre el caudal calibrado con HBV en la cuenca del río Bérchules y el caudal observado en la estación de aforo de Narila.	31
Figura 17. Hidrograma mensual promedio obtenido para las cuencas (A) del río Bérchules y (B) del arroyo Mecina. Los caudales observados y calculados se representan con una línea continua y discontinua, respectivamente. También se presentan los intervalos de confianza obtenidos mediante las simulaciones de Monte Carlo (intervalo azul).	32
Figura 18. Términos promedio del balance del modelo HBV en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	32
Figura 19. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	33
Figura 20. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	33
Figura 21. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes al caudal total de descarga (Total), y los caudales de descarga procedentes de la lluvia (Rainfall) y de la fusión de la nieve (Snow), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina.	35

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Características geográficas de las cuencas hidrográficas del río Bérchules y del arroyo Mecina.	5
Tabla 2. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.	17
Tabla 3. Parámetros del modelo HBV.	25
Tabla 4: Parámetros del modelo HBV obtenidos tras la calibración, e intervalo de variación de los parámetros considerado para la generación de los sets parámetros para el análisis de Montecarlo.	26
Tabla 5. Caudal mensual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules.	31
Tabla 6. Caudal mensual promedio de descarga calculado para la cuenca del arroyo Mecina.	34

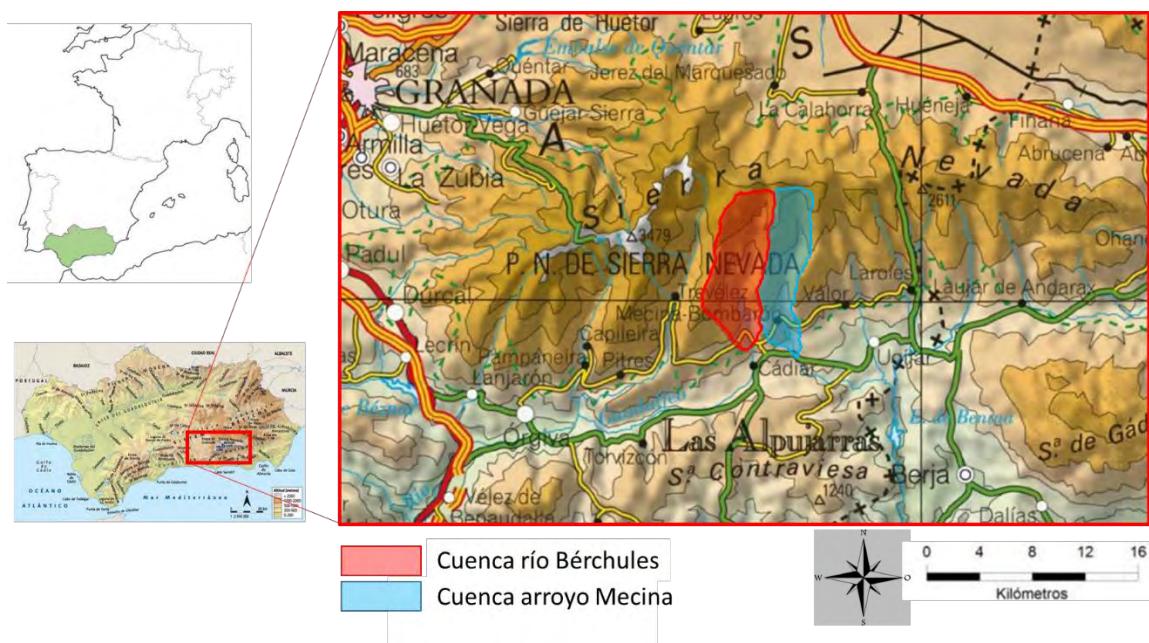
1. Introducción y objetivos

En este trabajo se presenta una nueva calibración del modelo agregado HBV de la cuenca del río Bérchules, con objeto de reproducir, con el máximo ajuste posible, la respuesta observada de la cuenca en términos del hidrograma medido en la estación de aforo de Narila. Por otro lado, se ha simulado el comportamiento de la cuenca del río Mecina, donde no existe estación de aforo en la que calibrar los datos, utilizando para ello los parámetros calibrados del modelo HBV en la cuenca del río Bérchules y los datos meteorológicos correspondientes a la cuenca del Mecina.

2. Descripción de la zona de estudio

2.1 Localización geográfica

La zona de estudio se corresponde con las cuencas del río Bérchules y del arroyo Mecina, ambas situadas en el sureste de la Península Ibérica, concretamente en la Comarca de las Alpujarras (vertiente sur de Sierra Nevada, provincia de Granada, (Fig.1).



La cuenca hidrográfica del río Béchules se extiende en una superficie total de 67,63 km², si bien, hasta su confluencia con el Guadalefeo esta dispone de una superficie total de 77 km². La cuenca hidrográfica del arroyo Mecina se encuentra situada inmediatamente al E de la cuenca del río Béchules, compartiendo ambas cuencas una divisoria de aguas a lo largo de unos 16 km que discurren en dirección N-S. La superficie asociada a la cuenca hidrográfica del arroyo Mecina es de 55,25 km².

Desde el punto de vista administrativo la cuenca del río Béchules se encuentra en la Cuenca del río Guadalefeo, y el arroyo Mecina es tributario de la cuenca del río Adra. Ambas cuencas constituyen subcuenca de la Cuenca Mediterránea Andaluza.

2.2. 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 Guadalefeo 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. Estos valles son los que definen las cuencas hidrográficas tanto del río Béchules como del arroyo Mecina.

Las cuencas objeto de estudio se ubican en una región topográficamente accidentada, con una altitud media de 1970 m y cotas comprendidas entre los 2900 y los 1000 m s.n.m.. La pendiente media es del 37%, con valores extremos comprendidos entre 0 y 100 %. La Tabla 1 muestra el área asociada a los diferentes intervalos de altitud en los que han sido divididas ambas cuencas.

Tabla 1: Características geográficas de las cuencas hidrográficas del río Bérchules y del arroyo Mecina.

Cuenca hidrográfica Bérchules			Cuenca hidrográfica Mecina		
Altitud Media (m s.n.m.)	Area (ha)	Ratio ^(a) (%)	Altitud Media (m s.n.m.)	Area (ha)	Ratio ^(a) (%)
2766	715	11%	2618	366	7%
2517	1216	18%	2430	773	14%
2223	1503	22%	2180	898	16%
1929	1233	18%	1887	1187	21%
1725	1061	16%	1601	1022	18%
1436	831	12%	1253	553	10%
1204	205	3%	1042	725	13%

(a) Ratio entre la superficie asociada a una cota y la superficie total de la Cuenca hidrográfica

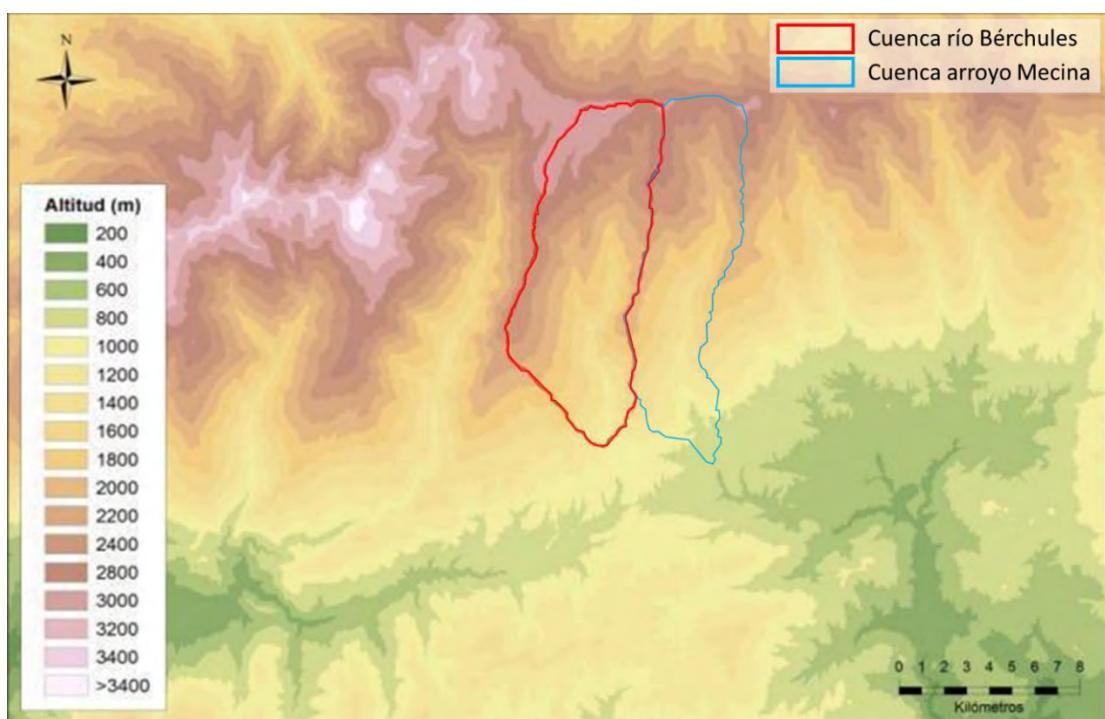


Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca alta de los ríos Bérchules (línea roja) y Mecina (línea azul) (a partir del modelo digital del Terreno, IGN 2005).

2.3 Marco geológico

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. En este manto se distinguen dos unidades principales:

A) *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).

B) *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 Permotriás, 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 cuaternarios, de naturaleza margo-limosa con intercalaciones de calizas y conglomerados heterométricos y arenas (Pulido-Bosch *et al.* 1993)

En la figura 3 se presenta un mapa geológico sintético de la Alpujarra, tomado de Pulido-Bosch *et al.* (1993), en el que se puede comprobar que tanto el río Bérchules como el Mecina nacen en los esquistos grafitosos del manto del Veleta y tan solo pasan sobre los materiales alpujarrides en la parte baja su cuenca hidrográfica.

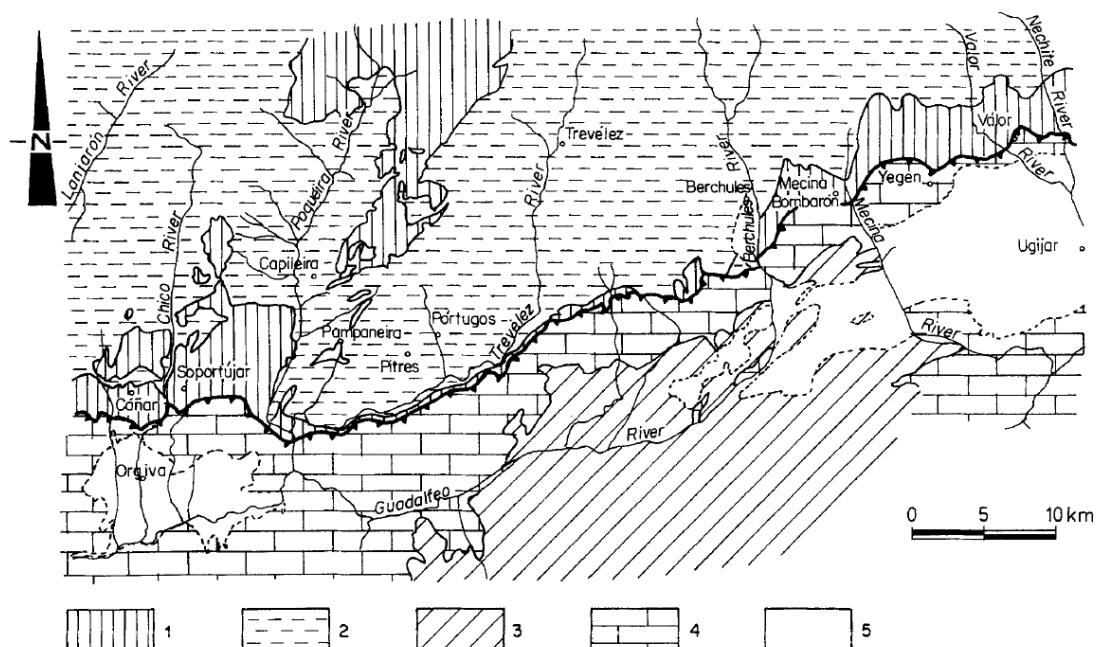


Figura 3. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manto del Veleta. 3 y 4 Complejo Alpujarride. 3. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos del Manto del Murtas. 4. Calizas y dolomías del Manto de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

Asimismo, en la figura 4, tomada del proyecto GEODE del IGME, se comprueba, con más detalle, que la práctica totalidad del sector de ambas cuencas estudiadas en este trabajo se desarrolla sobre micaesquistos del manto del Veleta. No obstante, en su tramo final, los ríos discurren sobre materiales cuaternarios superpuestos a filitas y cuarcitas, y rocas carbonatadas alpujárrides.

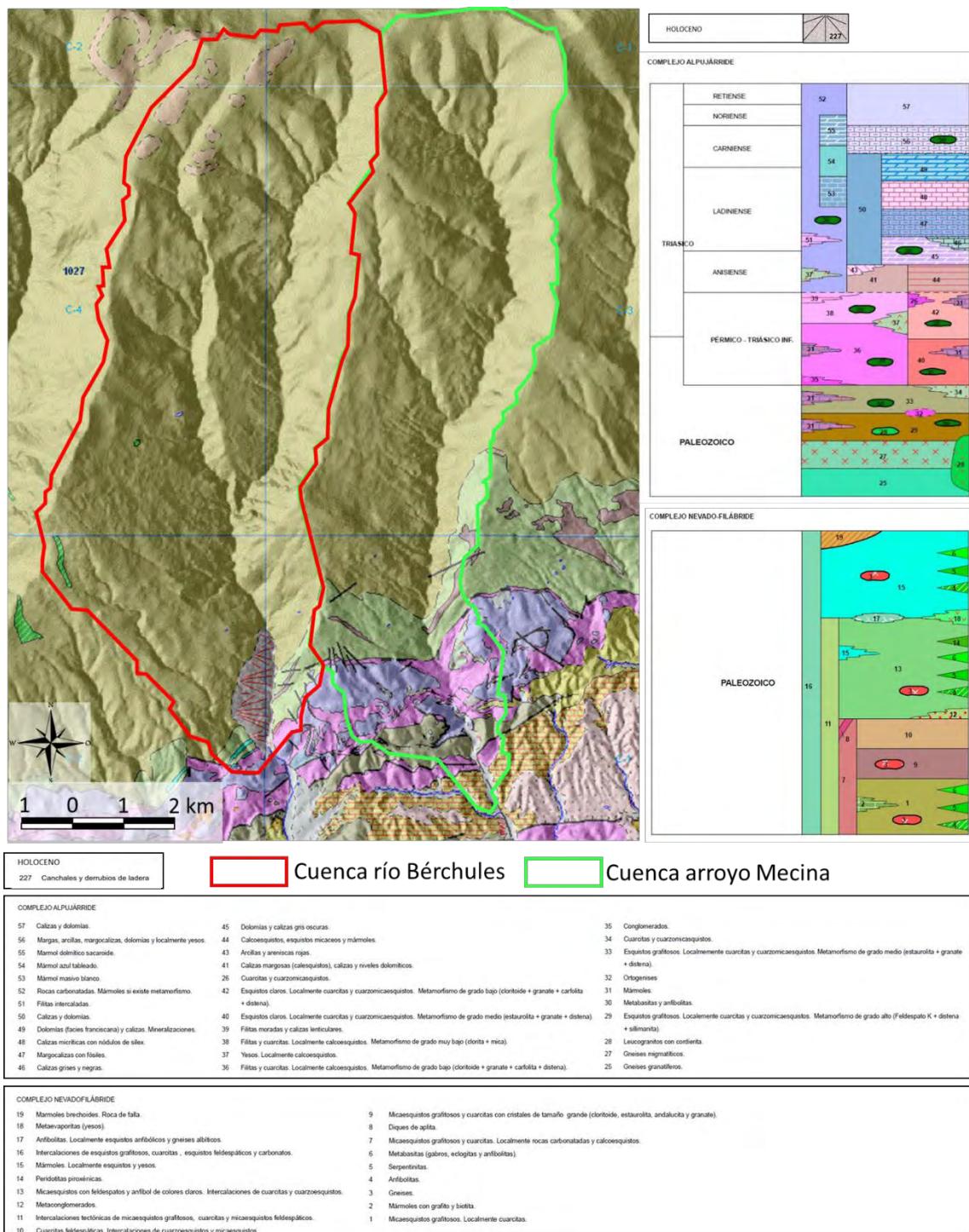


Figura 4. Mapa geológico de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)

2.4 Edafología

Los suelos predominantes en estas cuencas son del tipo cambisol y litosol. 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.

2.5. Hidrología superficial

La cuencas objeto de estudio presentan una forma más o menos rectangular, alargada en la dirección norte-sur, que coincide con la principal dirección de flujo (Fig. 5).

La red de drenaje principal del río Bérchules 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, desde 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, sobre pasando los 2800 m s.n.m., en el noroeste de la cabecera de cuenca. Este río confluye con el Río Grande aguas 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. La Rambla del Cairo 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. La superficie de la cuenca hidrográfica del río Bérchules es de 6763 ha.

Las cuencas del río Bérchules y el arroyo Mecina comparten divisoria de aguas, siendo ambas cuencas muy similares tanto en orientación como en tamaño. El arroyo Mecina nace a cotas superiores a los 2800 m s.n.m.. No tiene afluentes relevantes, y el agua de escorrentía discurre por los barrancos laterales hasta alcanzar el cauce principal del arroyo. A cota 800 m s.n.m. desemboca en el río Yátor, el cual a su vez es afluente del río Adra. La superficie de la cuenca hidrográfica del arroyo Mecina considerada es de 5525 ha.

En la desembocadura del río Bérchules se encuentra la estación de aforo de Narila, de la que se dispone de las series de caudales diarios, correspondientes al periodo 1970-2013 (Fig. 6). El hidrograma observado no se corresponde con el hidrograma en régimen natural del río ya que existen derivaciones para riego durante los meses de estiaje. Esto hace que el caudal medido en verano sea inferior al que existiría en régimen natural.

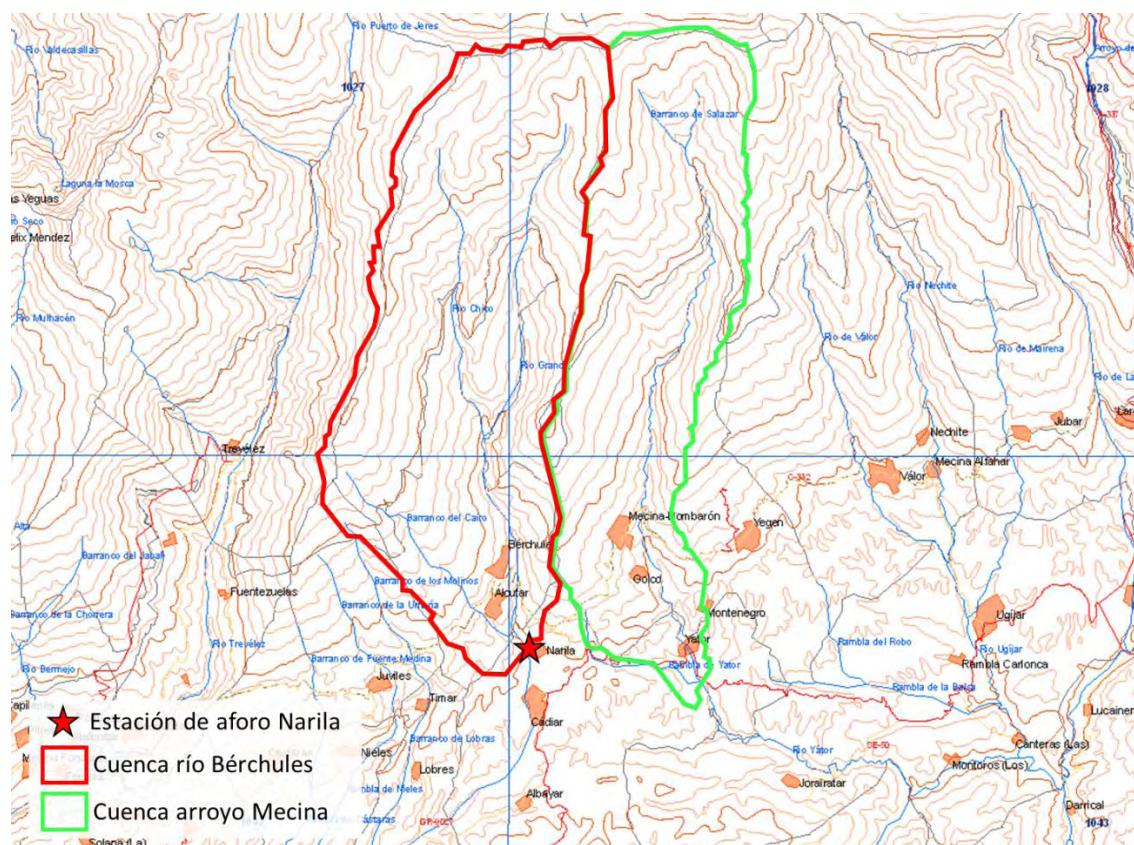


Figura 5. Red hidrográfica de las cuencas de los ríos Bérmudez y Mecina (Fuente: GEODE)

Los máximos caudales se producen en los meses de Enero y Mayo, y los menores en los de Julio a Septiembre. Este hidrograma se corresponde con el de un río que presenta un régimen de aportación pluvio-nival; 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.

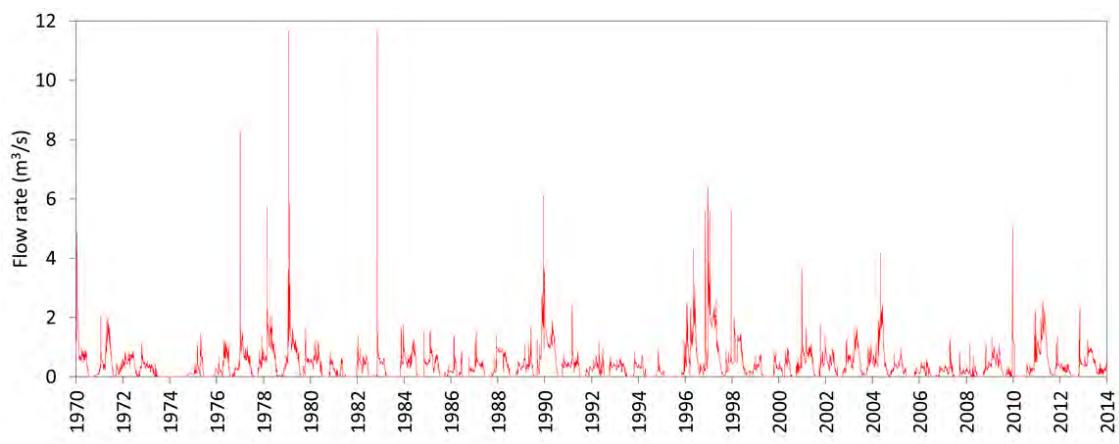


Figura 6. Hidrograma del río Bérchules medido en la estación aforo de Narila para el periodo 1970-2013

La figura 7 presenta los caudales promedios mensuales para el hidrograma observado así como las curvas asociadas a los percentiles del 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80% y del 90%.

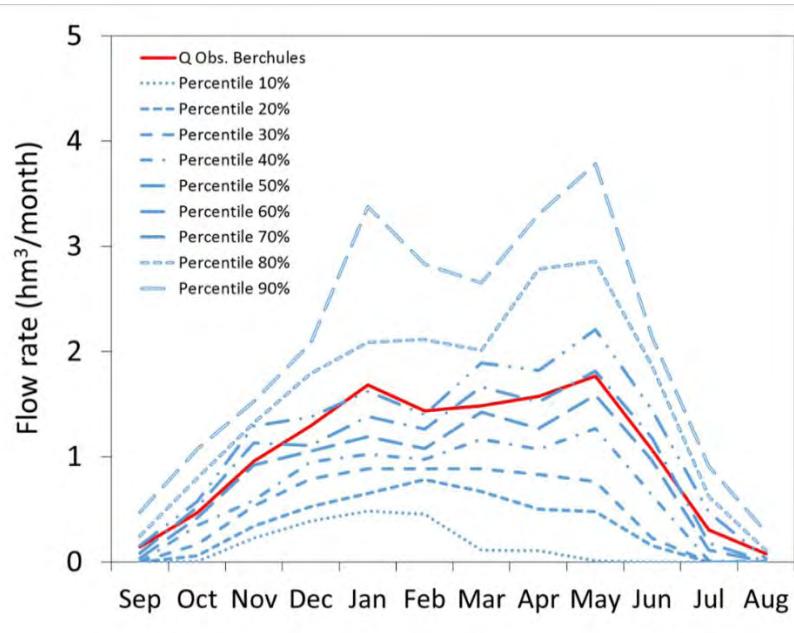


Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales para la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila.

2.6. Marco hidrogeológico

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 sus fracturas, permiten la circulación del agua, lo que es utilizado para el abastecimiento para la población y para regadío, 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).

El flujo en este tipo de materiales se produce fundamentalmente por su zona de alteración (Fig. 8). La zona A es la más superficial de la zona de alteración y se corresponde con 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 son generadas por la fracturación, lo que implica una baja capacidad de almacenamiento y una moderada permeabilidad moderada.

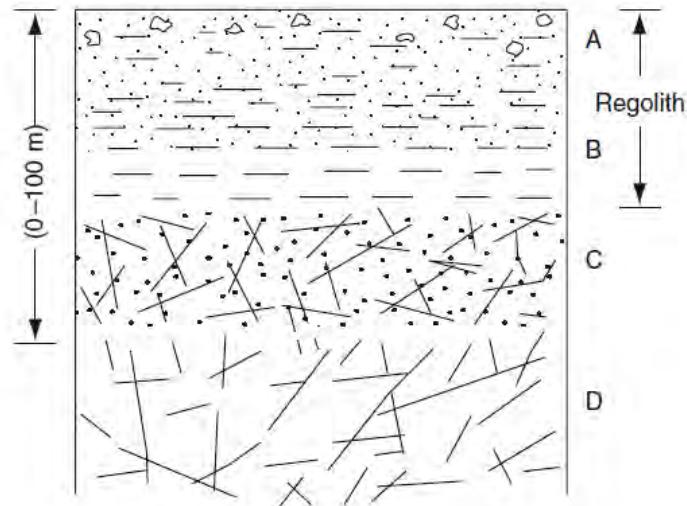


Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010) .

El esquema de funcionamiento hidrogeológico en las laderas de las cuencas de los ríos de Sierra Nevada se presenta en la figura 9. 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 (Sbih et al., 1994). 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. Del agua infiltrada un porcentaje inferior al 10% se drena rápidamente por escorrentía superficial (Pulido-Bosch y Sbih 1995) hacia 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 careo y reducen drásticamente su caudal después del mismo. Los ensayos de trazadores realizados por Pulido-Bosch y Sbih (1995) indican que este flujo más rápido se produce por una zona más permeable de la capa de alteración y que muy probablemente se pueda asociar a la capa C (Fig. 9). 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).

El sistema tradicional de uso del agua que se hace, desde antiguo, en Sierra Nevada, en especial la recarga realizada con las acequias de careo y las propias pérdidas en las acequias de riego, debe tener un importante papel en el régimen de funcionamiento hidrológico de estos ríos. Buena parte del agua recargada no es drenada de forma rápida por los remanentes y pasa a recargar a las zonas A y D (Fig. 8). Con posterioridad esta agua se drena de manera diferida 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.

En el agua subterránea que fluye por los micaesquistos que afloran en la comarca de la Alpujarra presenta dos facies hidroquímicas principales (Pulido-Bosch y Sbih 1995): (11) bicarbonatada cálcica y (2) bicarbonatado clorurado cálcica. En ambos casos hay 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 ($\sim 70 \mu\text{s/cm}$). El segundo grupo presenta un mayor contenido mayor en sales disueltas, en particular en las concentraciones de bicarbonato y calcio ($\sim 200 \mu\text{s/cm}$). Además esta agua presenta una mayor temperatura, lo que indica un mayor tiempo de transito por el acuífero.

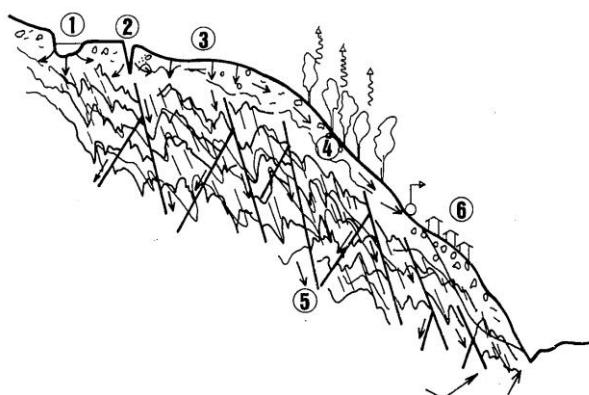


Figura 9. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 1. Acequia sin revestir. 2. Careo en una fractura abierta (sima). 3. Carero en una superficie permeable. 4. Circulación por las zonas de alteración A, B y C. 5. Circulación por la roca madre (zona D). 6. Remanentes. 7. Salidas difusas de tipo permanente hacia el río y hacia los manantiales que se localizan en sus proximidades.

2.7 Marco climático

Se ha realizado una selección de las estaciones meteorológicas más cercanas a la zona de estudio (Tabla 2), en especial de las situadas a cotas elevadas en la vertiente sur de Sierra Nevada.

En función de las estaciones meteorológicas disponibles y teniendo en cuenta los gradientes verticales de precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración potencial (ETP), se ha definido una estación virtual para cada una de las cuencas hidrográficas. En el caso de la cuenca del Bérchules, la P proviene de la serie temporal de la estación meteorológica de Berchules y tanto la T como la ETP provienen de la estación meteorológica de Láujar–Cerecillo. En el caso de la cuenca del arroyo Mecina las tres variables proceden de la estación meteorológica de Láujar–Cerecillo. La figura 10 muestra la variación mensual promedio de estas variables en ambas estaciones virtuales. Como se puede observar el comportamiento es típicamente mediterráneo, mostrando todas las variables una acusada estacionalidad. Por un lado la T y la ETP son mínimas en invierno y máximas en verano, como cabría esperar. Por otro lado la P es máxima en invierno y mínima en verano.

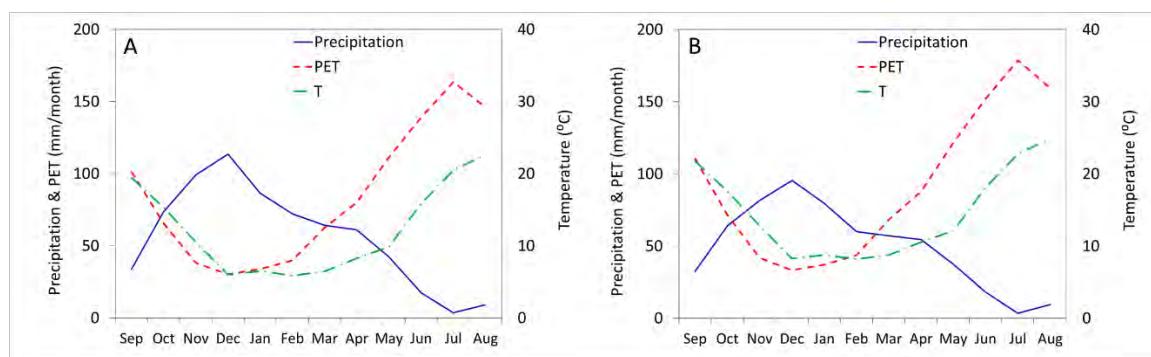


Figura 10. Variación mensual promedio de la precipitación (P), la temperatura (T) y la evapotranspiración (ETP) obtenida para las estaciones meteorológicas virtuales de (A) Bérchules y (B) Mecina.

Tabla 2. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.

	Código	Tipo	Altitud	X (UTM 30S)	Y(UTM)
Bérchules	6224	P	1319	483027	4092337
Laujar, Cerecillo	6307	T-P	1800	507744	4100181

Las series meteorológicas disponibles han permitido obtener la variación vertical de las variables P, T y ETP (Tabla 1), siendo el gradiente vertical promedio de 19,9 mm/100 m, -0.56 C/100 m y -22.7 mm/100 m para P, T y ETP, respectivamente.

3. Modelación numérica

3.1 El código HBV

El modelo hidrológico HBV es un modelo conceptual y agregado de precipitación escorrentía ampliamente empleado en previsiones hidrológicas y en estudios de balance hídrico. Pertenece a la clase de modelos que tratan de abarcar los procesos más importantes de generación de escorrentía empleando una estructura simple y robusta, y un pequeño número de parámetros. Fue originariamente desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI) en 1970 (Bergström, 1976; Bergström, 1995). El modelo ha estado sujeto a modificaciones a lo largo del tiempo y, aunque su filosofía básica no ha cambiado, existen nuevos códigos que se encuentran en constante desarrollo por diferentes grupos y que varían en su complejidad. Una de las versiones más empleadas en investigación es la llamada HBV light (Seibert, 2005) y es la que se ha utilizado en el presente trabajo.

El modelo consta de cuatro módulos o rutinas principales: un módulo de fusión y acumulación de nieve, un módulo de humedad del suelo y precipitación efectiva, un módulo de evapotranspiración y por último un módulo de estimación de escorrentía. El modelo puede ejecutarse a escala temporal diaria o mensual. Los datos de entrada necesarios incluyen: series de precipitación y temperatura observadas en cada paso de tiempo y estimaciones a largo plazo de la temperatura y evapotranspiración media mensual.

En la siguiente figura, se ilustran los procesos generales de la versión utilizada del HBV. Esta incluye un módulo que procesa los datos de precipitación como lluvia o como nieve basándose en la temperatura de cada paso de tiempo.

La lluvia y la nieve fundida (si existe) son procesadas en el módulo de humedad del suelo donde se evalúa la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía superficial. La parte restante de la precipitación contribuye a la humedad almacenada en el suelo, que a su vez puede evaporarse siempre y cuando el contenido de agua existente en el subsuelo sea lo suficientemente grande. La salida principal del modelo es la escorrentía total en el punto de desagüe de la cuenca, que consta de tres componentes: escorrentía superficial, interflujo y flujo base (contribución del flujo subterráneo).

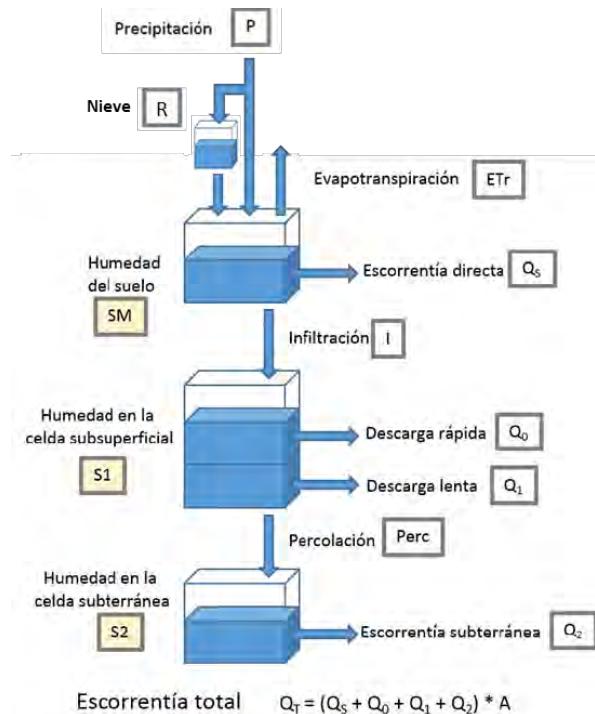


Figura 11. Esquema general del modelo HBV.

3.1.1 Módulo de fusión de nieve

HBV utiliza una única temperatura umbral para determinar (1) si la precipitación cae como agua o nieve, y (2) para permitir la fusión de la nieve. La precipitación que cae como nieve viene dada por:

$$R_k = \begin{cases} P_k; & T_k > TT \\ 0; & T_k > TT \end{cases} \quad (1)$$

Donde el subíndice “ k ” corre desde 1 hasta el último intervalo temporal (i.e. intervalo diario o mensual) de simulación, P [L] es la precipitación y T [Θ] son la precipitación y la temperatura para el intervalo “ k ”, respectivamente, y TT [Θ] es la temperatura umbral. La precipitación en forma de nieve se corrige mediante un factor adimensional $SFCF$ [-] según la siguiente expresión:

$$R_{c_k} = R_k \cdot SFCF \quad (2)$$

donde R_C [L] es la precipitación corregida de nieve.

La cantidad de nieve que se funde SNO_{mlt} [L] cada día se calcula como:

$$SNO_{mlt_k} = CFMAX(T_k - TT) \quad (3)$$

donde el parámetro $CFMAX$ [L $\Theta^{-1}\text{T}^{-1}$] es conocido como el factor “grado-día”, el cual varía normalmente entre 1.5 y 4 mm/(°C·día). Los valores más bajos corresponden a las zonas boscosas. El paquete de nieve es capaz de retener un cierto volumen de agua WRC en estado líquido, el cual viene determinado por

$$WRC_t = CWH \cdot SNO_{mlt_k} \quad (4)$$

Donde CWH [L] es la capacidad de retención de agua del paquete de nieve. Cuando la temperatura cae por debajo de TT el agua contenida en el paquete de nieve se re-congela. La cantidad de agua que se re-congela SNO_{frz} [L] viene determinada por una expresión análoga a la ecuación 3, esto es:

$$SNO_{frz_k} = CFR \cdot CFMAX(TT - T_k) \quad (5)$$

Donde CFR [-] es el coeficiente adimensional de re-congelación. Cuando las entradas de agua líquida (i.e. precipitación P y nieve fundida SNO_{mlt}) exceden la cantidad de agua líquida que puede ser retenida por el paquete de nieve, el exceso se convierte en el input de agua en la celda superior del modelo donde se llevará a cabo el balance de humedad en el suelo.

3.1.2 Módulo de humedad en el suelo

La precipitación caída sobre una cuenca se divide en dos componentes: la primera componente constituye el almacenamiento como humedad en el suelo del agua capilar disponible para evapotranspiración SM [L]; la segunda componente es la infiltración I [L], la cual contribuye a la escorrentía subterránea. La infiltración es estimada basándose en el contenido de humedad del suelo en el momento en que se produce la precipitación.

Para este proceso se define dos parámetros: la capacidad de campo FC [L] es el parámetro que limita el contenido máximo de humedad en el suelo en la zona superficial; el segundo parámetro β [-] es un parámetro adimensional que modifica el porcentaje de filtración para el mismo grado de humedad relativa en el suelo.

La siguiente ecuación calcula la infiltración en función del contenido existente de humedad del suelo.

$$I_k = \left(\frac{SM_{k-1}}{FC} \right)^\beta P_k \quad (6)$$

Dado un déficit de humedad del suelo (medido por el ratio SM/FC), el parámetro β controla la cantidad de agua que contribuye a la escorrentía. La figura 12 ilustra la relación entre la capacidad de campo y el coeficiente de infiltración según el coeficiente de forma β . Siendo el coeficiente de infiltración el cociente entre la infiltración calculada y la precipitación (I/P). El gráfico muestra cómo, para una determinada humedad del suelo, cuanto mayor es β , menor es el coeficiente de infiltración.

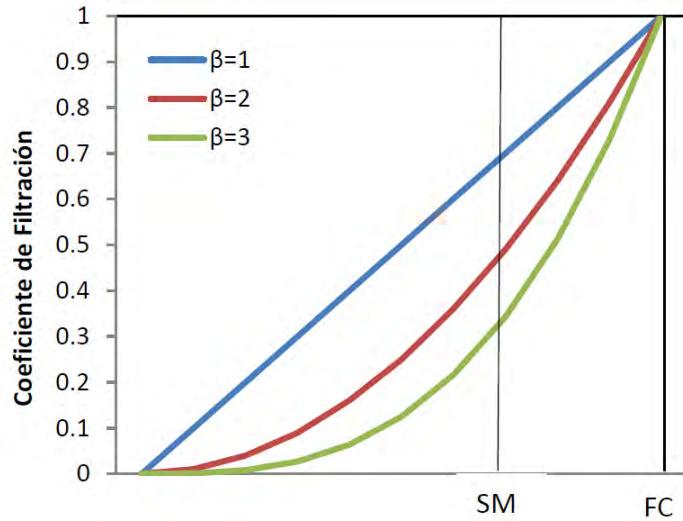


Figura 12. Relación entre la humedad del suelo (eje horizontal) y el coeficiente de filtración con distintos valores de β

3.1.3 Módulo de evapotranspiración

La evapotranspiración se calcula en base a la humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial, de manera que:

$$ETR_k = \begin{cases} ETP_k \left(\frac{SM_t}{PWP} \right)^\beta & ; \quad SM_k \leq PWP \\ ETR_k = ETP_k & ; \quad SM_k > PWP \end{cases} \quad (7)$$

donde ETR [L] y ETP [L] son la evapotranspiración real y potencial, respectivamente, y PWP [L] es el punto de marchitez del suelo, el cual se estima aplicando un factor reductor adimensional LP [-] a la capacidad de campo FC .

$$PWP = FC \cdot LP \quad (8)$$

El punto de marchitez es un límite de humedad del suelo por debajo del cual la evapotranspiración real es menor que la potencial con una reducción en el desarrollo de las plantas. La siguiente figura ilustra la relación entre ETR y PWP descrita en las ecuaciones 7 y 8. Obviamente, PWP ha de tener un valor inferior a FC para que tenga un sentido físico.

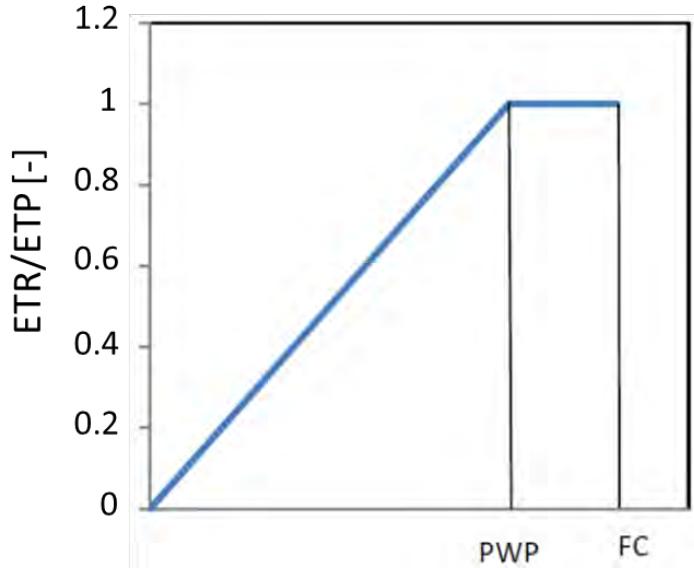


Figura 13. Relación entre (ETR/ETP) y PWP

3.1.4 Cálculo del balance de humedad en el suelo

La humedad en el suelo SM [L] obtenida tras incorporar la precipitación P y descontar la infiltración I y la evapotranspiración ETR se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$SM_k = SM_{k-1} + P_k - ETR_k - I_k \quad (9)$$

Si la precipitación P fuera muy elevada, este balance podría dar como resultado un valor de SM superior a FC . En este caso el exceso se asigna como escorrentía directa, esto es:

$$Q_{s_k} \begin{cases} 0 ; & SM_k \leq FC \\ SM_k - FC ; & SM_k > FC \end{cases} \quad (10)$$

Donde Q_s [LT^{-1}] es la escorrentía directa.

3.1.5 Cálculo de la escorrentía subsuperficial y balance de agua en la celda subsuperficial

El flujo subsuperficial se modela mediante dos funciones de descarga. Una descarga rápida Q_0 [LT⁻¹] que se activa cuando el almacenamiento en el suelo SUZ [L] supera un mínimo UZL [L] y se define por un parámetro K_0 [T⁻¹]. Esta descarga rápida se calcula como:

$$Q_{0_k} = \begin{cases} K_0(SUZ_{k-1} - UZL) ; & SUZ_{k-1} > UZL \\ Q_{0_k} = 0 ; & SUZ_{k-1} \leq UZL \end{cases} \quad (11)$$

La descarga lenta se calcula según la siguiente expresión,

$$Q_{1_t} = K_1 SUZ_{k-1} \quad (12)$$

donde K_1 [T⁻¹] es el parámetro que regula esta descarga.

Por último, esta celda tiene una descarga por percolación Q_{perc} [LT⁻¹] que alimenta la celda de almacenamiento profundo. Esta descarga de percolación se calcula como:

$$Q_{perc_k} = \begin{cases} \frac{SUZ_{k-1}}{\Delta t_k} ; & SUZ_{k-1} \leq PERC \cdot \Delta t_k \\ PERC ; & SUZ_{k-1} > PERC \cdot \Delta t_k \end{cases} \quad (13)$$

donde Δt_k [T] es la longitud del intervalo temporal k , y $PERC$ [LT⁻¹] es el caudal máximo de infiltración.

Tras determinar los flujos anteriores se calcula el balance de humedad en la celda subsuperficial como:

$$SUZ_k = SUZ_{k-1} + I_k - (Q_{0_k} + Q_{1_k} + Q_{perc_k}) \Delta t_k \quad (14)$$

Es responsabilidad del usuario definir los parámetros apropiados. Para asegurar que el proceso de escorrentía es el más rápido, el valor de K_0 debe ser siempre mayor que K_1 .

3.1.6 Cálculo del balance y la escorrentía subterránea

Para la simulación de la escorrentía subterránea se utiliza un modelo de celda como en el caso anterior, aunque con un solo parámetro de descarga K_2 [T⁻¹], calculándose el drenaje subterráneo Q_2 [LT⁻¹] como:

$$Q_{2k} = K_2 SLZ_{k-1} \quad (15)$$

donde SLZ [L] es almacenamiento subterráneo de agua. El balance en esta celda se cierra con:

$$SLZ_k = SLZ_{k-1} + Q_{perc_k} - Q_{2k} \quad (16)$$

La respuesta de esta celda debe ser más lenta que la primera (i.e. celda sub-superficial), por lo que K_2 debería ser menor que K_1 .

3.1.7 Cálculo de la escorrentía total

La escorrentía o aportación total Q_T [LT⁻¹] se calcula como la suma de las escorrentías generadas en cada uno de los módulos anteriores. Estos aportes han sido todos calculados en unidades de [mm] por lo que el caudal o volumen final de aportación se obtiene multiplicando por la superficie de la cuenca A [L²].

$$Q_{T_k} = (Q_{S_k} + Q_{0_k} + Q_{1_k} + Q_{2_k}) \cdot A \quad (17)$$

La tabla 3 muestra un resumen de los parámetros utilizados en el código HBV y los rangos de validez asociados a cada parámetro.

Además algunos de esos parámetros han de cumplir algunas condiciones como las siguientes:

- Los coeficientes K_0 , K_1 , K_2 no pueden ser mayores que 1.
- Se debe cumplir que $K_0 > K_1 > K_2$.
- Si la suma de $K_0 + K_1 + K_2 > 1$ existe el riesgo de generar un error de balance.

De la estructura del modelo se extrae la influencia que tienen los parámetros en la generación de escorrentía:

- Los parámetros de humedad en el suelo (FC , PWP y β) determinan la evapotranspiración real y por tanto la escorrentía total generada.
- El parámetro β es el factor determinante de la infiltración. Cuanto menor es su valor mayor es la filtración al nivel sub-superficial.
- El resto de parámetros regulan la descarga subterránea, y si son definidos correctamente, K_0 y Lm determinan la descarga rápida y el resto (K_1 y K_2) regulan la descarga a más largo plazo y la curva de recesión del río a largo plazo.

Tabla 3. Parámetros del modelo HBV

Nombre	Unidad	Rango válido	Descripción
PERC	mm/ Δt	[0, ∞)	Valor límite de percolación a la celda subterránea
UZL	mm	[0, ∞)	Volumen límite de almacenamiento en la celda sub-superficial
K_0	1// Δt	[0,1)	Coeficiente de recesión de descarga rápida
K_1	1/ Δt	[0,1)	Coeficiente de recesión de descarga lenta
K_2	1/ Δt	[0,1)	Coeficiente de recesión subterránea
MAXBAS	Δt	[1,100]	Longitud de la función triangular de interpolación
PCALT	%/100m	($-\infty$, ∞)	Coeficiente de dependencia entre la Precipitación y la cota topográfica
TCALT	°C/100m	($-\infty$, ∞)	Gradiente vertical de temperatura
CFMAX	mm/(Δt °C)	[0, ∞)	Factor grado-intervalo temporal
SFCF	-	[0, ∞)	Factor de corrección de la nieve
CFR	-	[0, ∞)	Coeficiente de rehielo
CWH	-	[0, ∞)	Coeficiente del contenido en agua de la nieve
FC	mm	(0, ∞)	Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo
LP	-	[0,1]	Fracción del FC por encima del cual AET alcanza ETP
β	-	(0, ∞)	Parámetro que determina la contribución relativa de la escorrentía en la infiltración

3.2. Modelo numérico HBV

3.2.1 Modelo conceptual

El sistema a modelar consiste en una pequeña cuenca hidrológica de alta montaña. Dado el marco geológico y geográfico de la cuenca no se esperan caudales significativos de escorrentía superficial directa.

Buena parte de los afloramientos presentan una zona de alteración importante debido al gran desarrollo de la fracturación en los esquistos Nevado-Filábrides.

Dada la capacidad de infiltración que tiene el terreno se espera que la respuesta hidrológica del sistema sea relativamente rápida como así lo refleja el hidrograma observado en la estación de aforo de Narila.

Por último, al consistir la cuenca modelada en una cuenca de alta montaña, es posible que la nieve pueda jugar algún papel en la generación de escorrentía y recarga del acuífero.

3.2.2 Calibración del modelo HBV

Se dispone del modelo HBV para la cuenca del río Bérchules, el cual está calibrado para el periodo 1970-2007 (Cabrera, 2014). Dado que existen datos hidro-meteorológicos hasta finales del 2013 se procede a incorporación de esta información en el modelo numérico previo, con la idea de recalibrar los parámetros del modelo numérico. El intervalo total de simulación (i.e. 1970-2014) se divide en dos periodos de longitud 2/3 y 1/3 del total (i.e. 1970-1999 y 2000-2014, respectivamente), con un paso de tiempo diario, siendo utilizados el primer y el segundo intervalos para la calibración y la validación del modelo, respectivamente. El modelo HBV considerado es el modelo estándar de tres cajas. La tabla 4 muestra los valores de los parámetros calibrados para este modelo.

Tabla 4: Parámetros del modelo HBV obtenidos tras la calibración, e intervalos de variación de los parámetros considerados para la generación de los sets parámetros para el análisis de Montecarlo.

Parámetro	Calibración	Intervalo Previo de Montecarlo	Intervalo Final de Montecarlo
$PERC$ (mm)	20.00	[0,20]	[3.35 , 12.65]
UZL (mm)	20.00	[0,100]	[0.0 , 46.28]
$K0$ (día $^{-1}$)	0.10	[0.05 , 0.5]	[0.0 , 0.23]
$K1$ (día $^{-1}$)	0.05	[0.03 , 0.07]	[0.04 , 0.06]
$K2$ (día $^{-1}$)	0.04	[0.01 , 0.04]	[0.03 , 0.04]
$MAXBAS$ (-)	7.00	[1,15]	[1.03 , 8.97]
$PCALT$ (%/100m)	2.87	[-, -]	[-, -]
$TCALT$ (°C/100m)	-0.56	[-, -]	[-, -]
TT (°C)	5.00	[0,10]	[2.37 , 7.63]
$CFMAX$ (mm/(°C·día))	3.00	[0,10]	[1.18 , 5.82]
$SFCF$ (-)	1.80	[0,10]	[0.0 , 4.42]
CFR (-)	5.00	[0,10]	[2.05 , 7.95]
CWH (-)	6.00	[0.1 , 10]	[3.07 , 8.93]
FC (mm)	2000	[1, 5000]	[914.76 , 3085.24]
LP (mm)	0.50	[0,1]	[0.26 , 0.74]
β (-)	1.80	[0.1 , 10]	[0.98 , 2.62]

La gráfica de la figura 14 muestra el hidrograma obtenido tras la calibración de los periodos de calibración y validación. La eficiencia del modelo R_{eff} (Seibert, 1997) es del 0.16. Como se puede observar los caudales calculados reproducen a priori con bastante fiabilidad los caudales medidos.

Los resultados del modelo indican que del flujo total de descarga Q_T (Ecu. 17), el 1.9% corresponde a la escorrentía superficial Q_0 , el 2.9% a la escorrentía sub-superficial Q_I , y el 95% restante procede de la descarga subterránea Q_2 .

Una vez obtenidos los parámetros del modelo se ha procedido a realizar un proceso de simulación de Monte Carlo. Para ello, se ha utilizado un procedimiento de dos pasos:

- (1) Estimación de desviación tipo asociada a cada parámetro del modelo HBV. Para ello se han generado 50000 sets de parámetros diferentes. Para este fin se ha asumido un intervalo previo de variación para cada parámetro (Tabla 4,

Intervalo previo de Monte Carlo) y de cada uno se han obtenido 50000 valores mediante una simulación no condicionada, y asumiendo para ello una distribución de probabilidad uniforme. Una vez se tienen los 50000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada uno de los 50000 sets de parámetros. Tras realizar las simulaciones se descartan aquellos sets de parámetros cuya una eficiencia R_{eff} inferior a la obtenida durante la calibración. Con los sets de parámetros restantes se calculan las desviaciones tipo correspondientes. Para cada parámetro μ , el intervalo de variación (Tabla 4, Intervalo Final de Monte Carlo) se calcula como $\mu \pm \sigma_\mu$, donde σ_μ es la desviación típica del parámetro μ .

- (2) Asumiendo conocido el intervalo final de simulación de Montecarlo, se vuelven a generar 5000 sets de parámetros, teniendo cada parámetro esta vez un valor comprendido dentro de su intervalo final de simulación. Una vez se tienen los 5000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada set de parámetros.

La gráfica 15-A es análoga a la gráfica 15. La diferencia estriba en que los caudales se integran (1) espacialmente a escala de cuenca y (2) temporalmente a escala mensual. Como se puede apreciar, los caudales calculados reproducen bien las oscilaciones temporales y las tendencias, no obstante, el caudal calculado es con frecuencia algo mayor que el observado. Esto queda reflejado de manera inequívoca en la gráfica 16 donde se presentan los caudales calculados vs. los caudales medidos. Por otro lado, la gráfica 15-B muestra tanto la evolución temporal de los caudales calculados para el periodo de estudio como los caudales correspondientes a los percentiles 10% y 90% obtenidos tras realizar las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo.

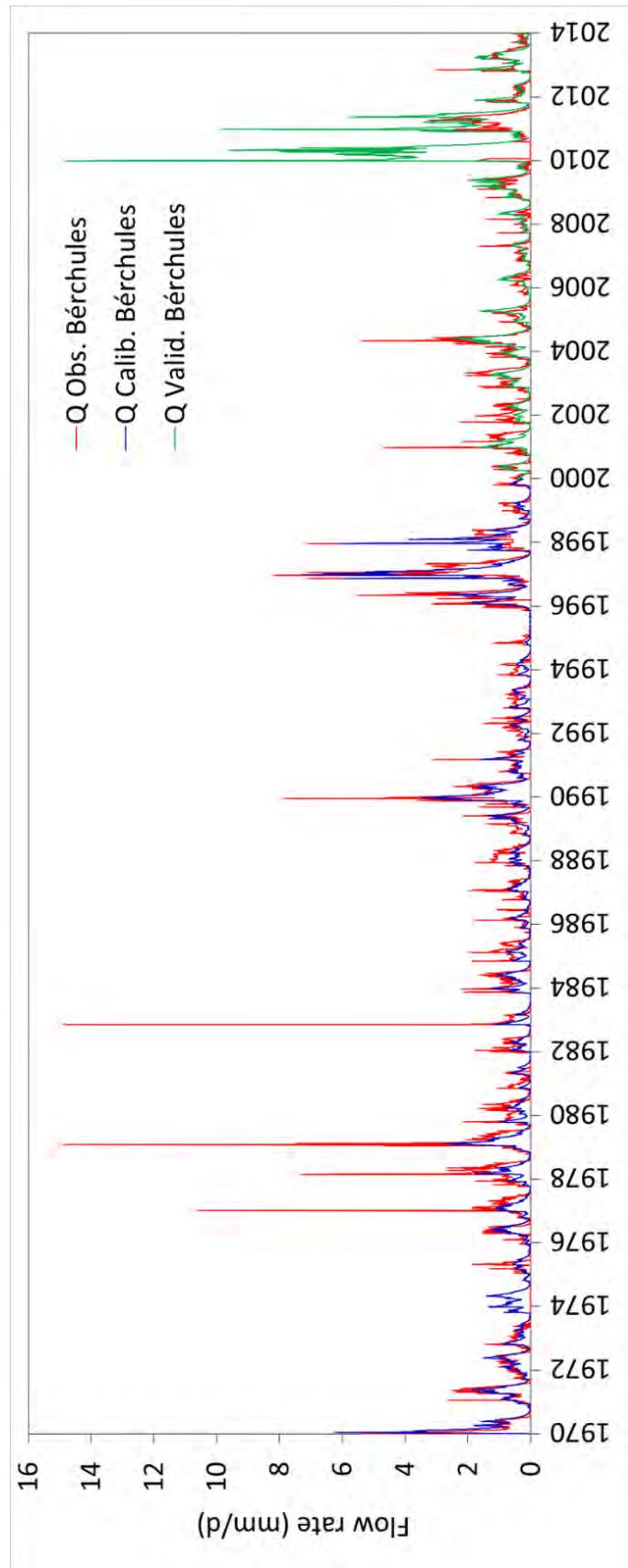


Figura 14. Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules.

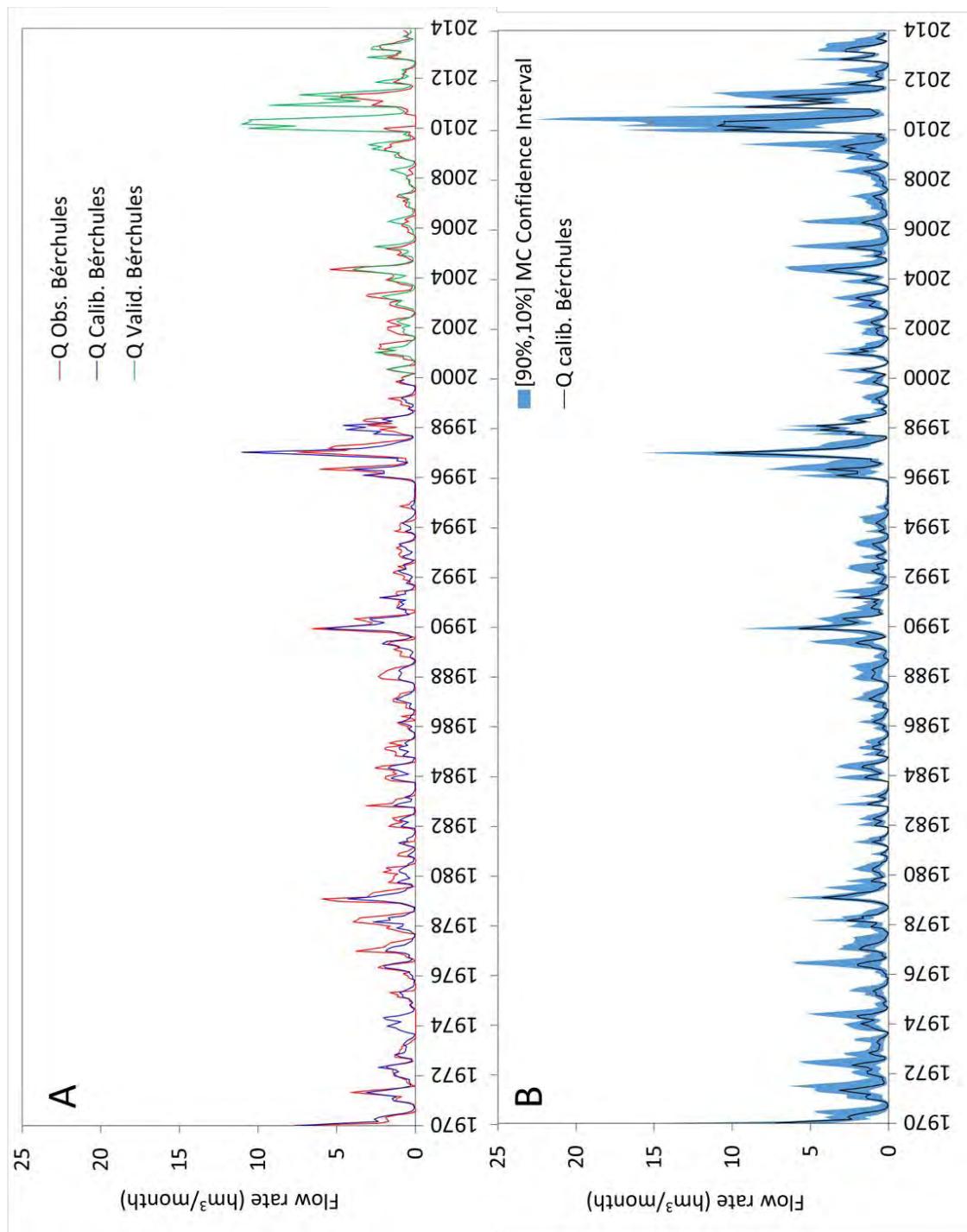


Figura 15. (A). Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones llevadas a cabo por el proceso de Monte Carlo (intervalo azul).

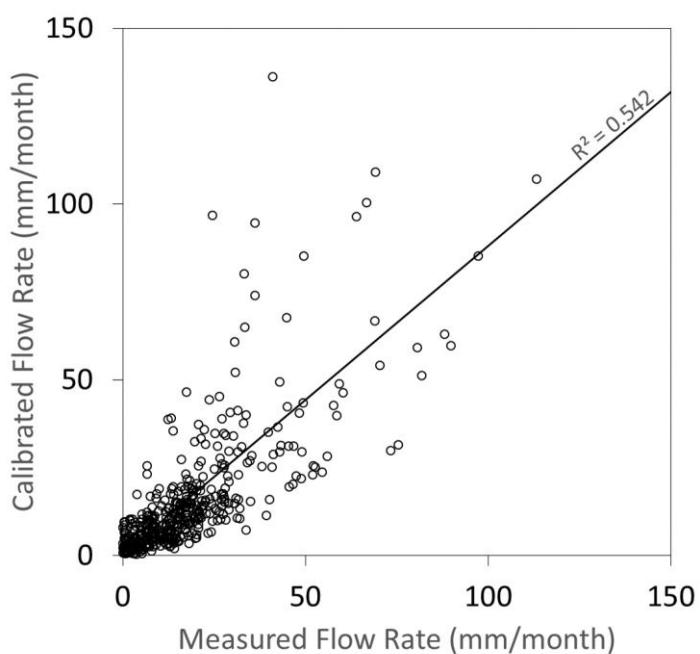


Figura 16. Relación entre el caudal calibrado con HBV para la cuenca del río Bérchules y el caudal observado en la estación de aforo de Narila.

Las observaciones indican que las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2013, son de $12,23 \text{ hm}^3/\text{año}$. Para el mismo periodo las aportaciones medias calculadas por el modelo ascienden a $12,61 \text{ hm}^3/\text{año}$. Como se puede observar el modelo sobreestima ligeramente estas aportaciones. De hecho, promediando los caudales de manera mensual (Fig.17-A) observamos cómo el modelo ajusta los caudales medidos en verano otoño, invierno y primavera, pero sobreestima los caudales en verano, dado que durante estos meses el río Bérchules no lleva apenas aguas debido a las derivaciones para riego que se le hacen aguas arriba de la estación de aforo. La tabla 5 muestra los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Bérchules

Tabla 5. Caudal mensual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules.

	Caudal promedio de descarga Q(hm^3/mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q. Obs	1.68	1.42	1.48	1.57	1.76	1.06	0.30	0.08	0.14	0.47	0.96	1.29
Q. Cal	1.68	1.42	1.60	1.60	1.73	1.09	0.50	0.20	0.18	0.45	0.81	1.36
Q 10%	0.96	0.73	0.75	0.74	0.75	0.45	0.21	0.08	0.08	0.19	0.37	0.70
Q 90%	2.91	2.32	2.78	3.00	3.53	3.64	3.08	1.73	1.04	1.31	1.86	2.60

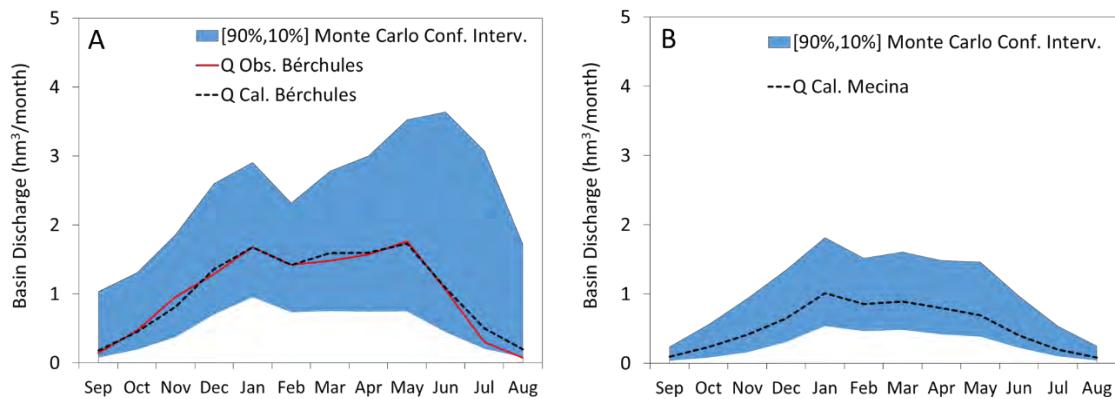


Figura 17. Hidrograma mensual promedio obtenido para las cuencas (A) del río Bérchules y (B) del arroyo Mecina. Los caudales observados y calculados se representan con una línea continua y discontinua, respectivamente. También se presentan los intervalos de confianza obtenidos mediante las simulaciones de Monte Carlo (intervalo azul).

La Figuras 18 y 19 presentan los términos promediados de balance calculados por el modelo HBV. Como se puede observar, los periodos de máxima precipitación y evapotranspiración están desfasados medio año. La recarga tiene un máximo en diciembre coincidiendo con el máximo de precipitación, pero tiene también un máximo al final de la primavera (i.e. junio) coincidiendo con el periodo de máxima fusión nival. Este comportamiento bimodal también se aprecia en las escorrentías superficial y sub-superficial (Fig. 20). El 95.3% de la recarga (Ecu. 13) sale del sistema por descarga subterránea (Ecu. 15). Los términos de escorrentía superficial (Ecu. 11) y sub-superficial (Ecu. 12) contribuyen a la descarga con el 1.8% y el 2.9%, respectivamente, no siendo muy relevantes.

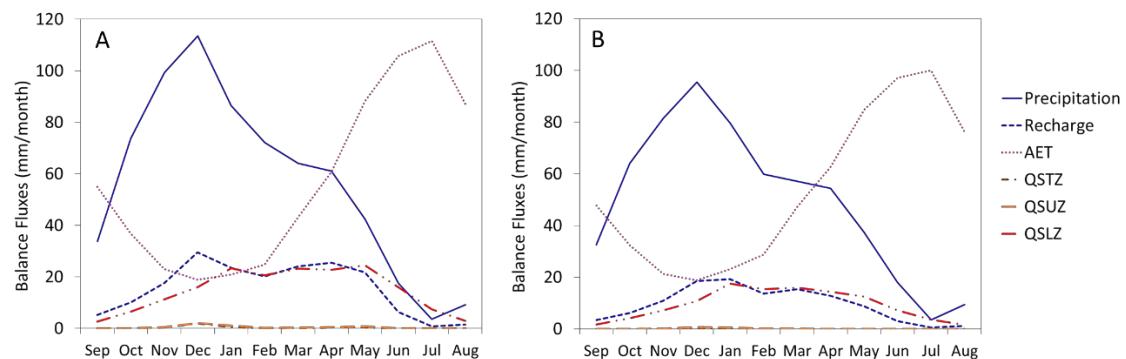


Figura 18. Términos promedio del balance del modelo HBV para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina

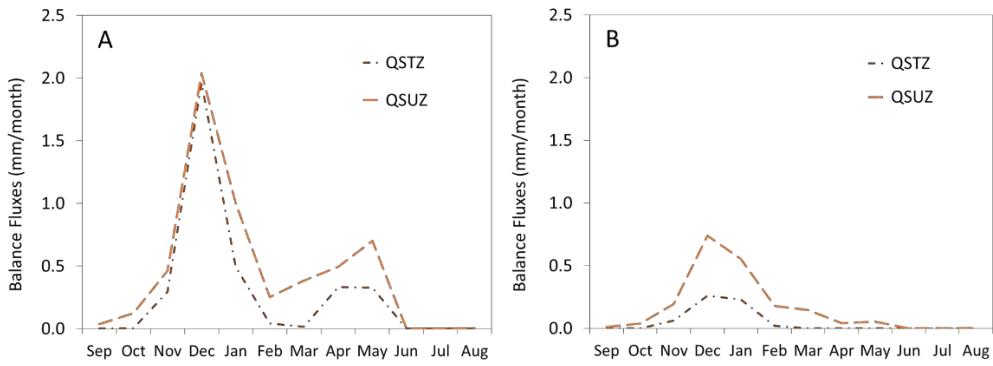


Figura 19. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina

La recarga del sistema se puede expresar en función del caudal asociado a la lluvia y del caudal asociado a la fusión de la nieve. De manera análoga se puede proceder a expresar la descarga total del sistema como la suma de la descarga asociada al agua de lluvia y la descarga asociada al agua procedente de la o fusión de la nieve. La figura 20 presenta la variación mensual promedio de la descarga total del sistema (Total) y la descarga asociada al agua de lluvia (Rainfall) y a la fusión de la nieve (Snow). Como se puede ver, los caudales de descarga procedentes de la nieve son máximos al final de la primavera, llegando a suponer un 23% del caudal de descarga total. A escala anual, el caudal promedio asociado a la nieve llega a representar 14% de la descarga total de la cuenca.

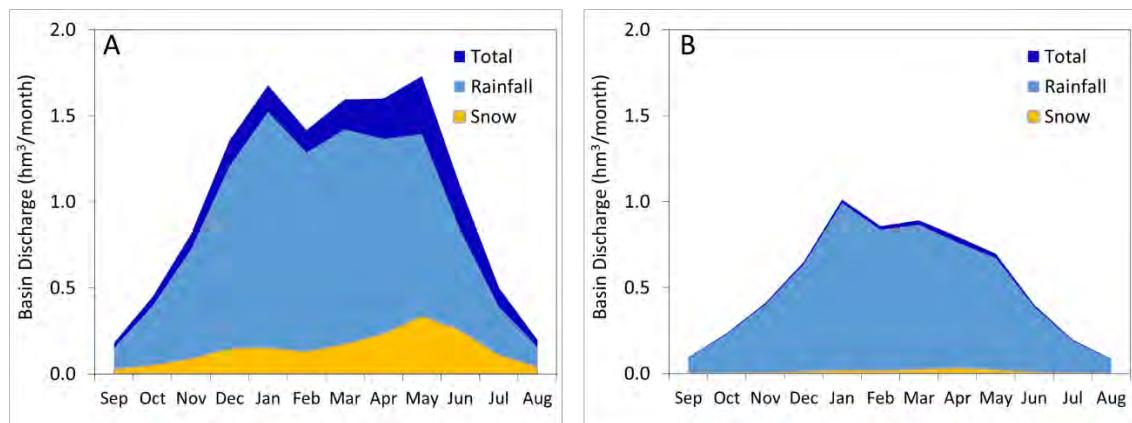


Figura 20. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes al caudal total de descarga (Total), y los caudales de descarga procedentes de la lluvia (Rainfall) y de la fusión de la nieve (Snow), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina.

3.2.3 Aplicación del modelo HBV a la cuenca del río Mecina

Con los parámetros del modelo HBV calibrados para la cuenca del río Bérchules (Tabla 4) se ha simulado el comportamiento de la cuenca asociada al arroyo Mecina teniendo en cuenta su superficie y el área asociada a los diferentes intervalos de altitud de la cuenca (Tabla 1). La figura 21-A muestra los caudales calculados para la cuenca del río Mecina y también los caudales medidos y calculados para la cuenca del río Bérchules. Como se puede observar los caudales asociados a la cuenca del arroyo Mecina son algo inferiores a los obtenidos en la cuenca del río Bérchules. Este resultado es coherente con la menor superficie y pluviometría de la cuenca del río Mecina. La tabla 6 muestra los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Mecina calculados con los parámetros de calibración obtenidos para la cuenca del río Bérchules, así como los caudales correspondientes a los percentiles 10% y del 90% que han sido obtenidos tras realizar las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo. Para el periodo de simulación (i.e. 1970-2013), las aportaciones medias calculadas por el modelo ascienden a $6.33 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Tabla 6. Caudal mensual promedio de descarga calculado para la cuenca del arroyo Mecina.

	Caudal total de descarga Q(hm^3/mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q. Simulado	1.01	0.86	0.89	0.80	0.70	0.40	0.20	0.09	0.09	0.23	0.41	0.65
Q MC 10%	0.54	0.47	0.48	0.42	0.39	0.22	0.10	0.04	0.04	0.08	0.16	0.31
Q MC 90%	1.82	1.52	1.61	1.49	1.46	0.97	0.54	0.25	0.24	0.56	0.94	1.35

La figura 17-B muestra los caudales de la tabla 6. Todo y que esta gráfica muestra los caudales promediados mensualmente, los resultados son coherentes con los mostrados en la figura 21-A, esto es, en promedio los caudales son menores respecto a los obtenidos para la cuenca del río Bérchules.

Las contribuciones a la descarga total de la cuenca por parte de la escorrentía superficial, la sub-superficial y la subterránea son del 0.5%, 1.7% y 97.8%, respectivamente.

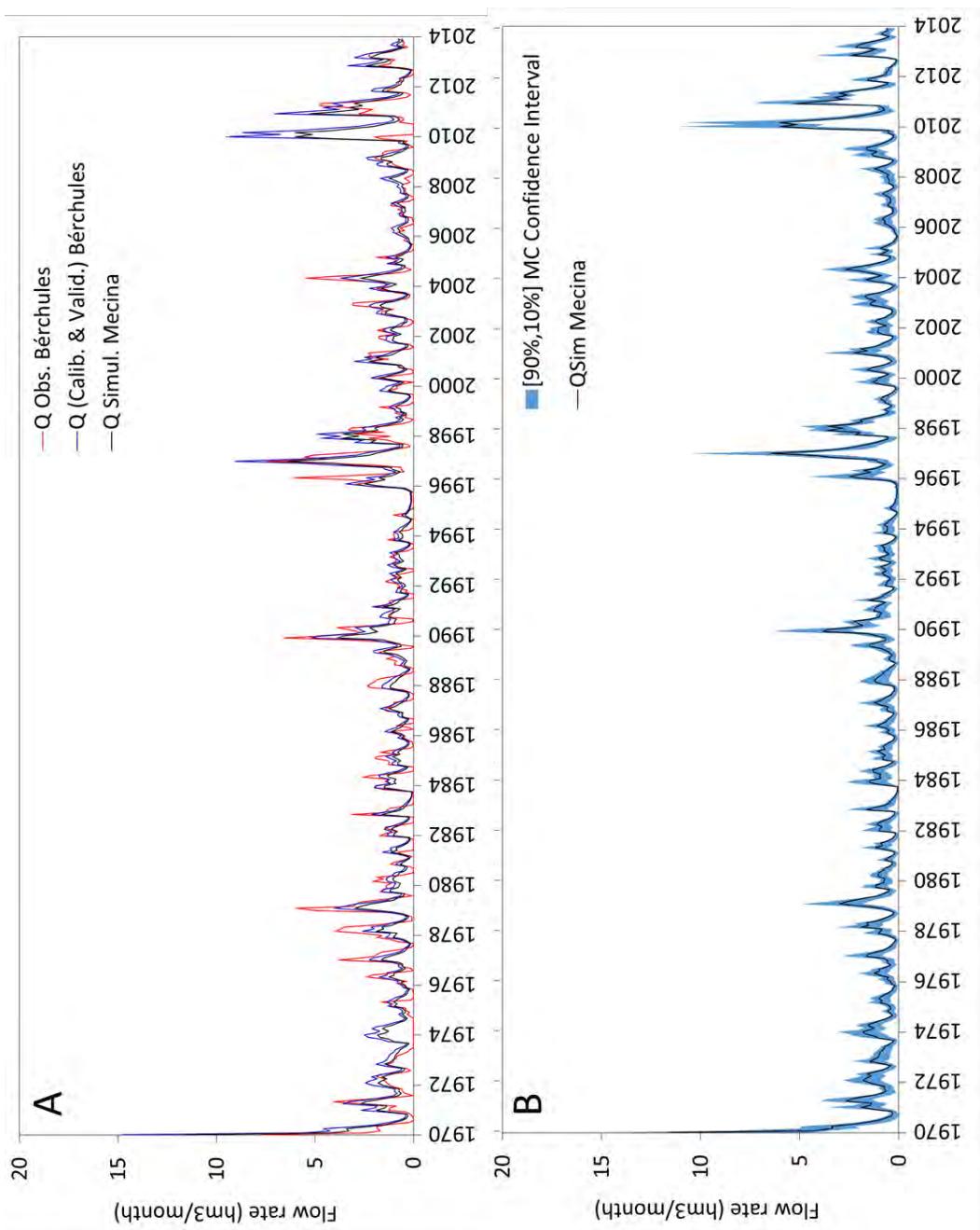


Figura 21. (A). Hidrograma calculado para el periodo 1970-2013 para la cuenca del arroyo Mecina (línea negra) y la cuenca del río Bérchules (línea azul), e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo (intervalo azul) para la cuenca del arroyo Mecina.

Llama la atención cómo el intervalo de caudales asociado a los percentiles 10% y 90% se reduce significativamente respecto al intervalo obtenido para la cuenca del río Bérchules. Esto puede estar relacionado con el diferente papel jugado por la nieve en ambas cuencas. En efecto, tal y como se puede apreciar en la figura 18, la recarga para la cuenca del arroyo Mecina presenta un máximo en diciembre coincidiendo con el periodo de mayor pluviometría en la cuenca. A partir de ese momento la recarga es una función monótona decreciente para los meses del invierno, primavera y verano. La escorrentía también sigue el patrón temporal marcado por la lluvia. No hay ninguna anomalía en los términos del balance hacia la época en la que se podría esperar una contribución de la fusión de la nieve. Esto se debe a que el modelo considera que no hay nieve. De hecho, este resultado queda patente en la figura 20-B. Los caudales de descarga procedentes de la nieve son máximos en el mes abril, llegando a suponer un 4% del caudal de descarga total. A escala anual, el caudal promedio asociado a la nieve apenas representa el 3% de la descarga total de la cuenca.

4. Conclusiones

Se han calibrado los parámetros del código HBV para reproducir la respuesta observada de la cuenca del río Bérchules. Se ha dividido el periodo temporal 1970-2013 en dos tramos; el primero (1970-1999) se ha utilizado para la calibración, y el segundo (2000-2013) para validar el modelo calibrado.

El modelo es capaz de reproducir los caudales observados a escala diaria, acumulando estos a escala mensual y promediando estacionalmente los caudales mensuales. No obstante el modelo sobreestima ligeramente los caudales observados durante los meses de verano, en los que el río Bérchules no lleva apenas agua.

El 95,3% del flujo total de descarga corresponde a la descarga subterránea, mientras que el 1,8% y el 2,9% corresponden a la escorrentía superficial y sub-superficial, respectivamente. Las descargas de agua procedente de la fusión de la nieve representan el 14% de la descarga total.

Con los parámetros calibrados del modelo HBV en la cuenca del río Bérchules se ha simulado la respuesta de la cuenca asociada al arroyo Mecina. Esta respuesta en términos de caudales es inferior a la calculada para el río Bérchules, que está en consonancia con el menor tamaño de la cuenca del arroyo Mecina. En éste caso, el 97,8% del flujo total de descarga corresponde a la descarga subterránea, mientras que el 0,5% y el 1,7% corresponden a la escorrentía superficial y sub-superficial, respectivamente. Por otro lado, las descargas de agua procedente de la fusión de la nieve representan solo el 3% de la descarga total, poniendo de manifiesto la poca relevancia de la nieve en la dinámica de la cuenca.

Aunque el proceso de calibración ha conseguido simular con buen grado de aproximación el hidrograma medido para la cuenca del río Bérchules, los resultados de la calibración no deberían considerarse como definitivos ni el proceso de modelización cerrado. Hay que considerar que la calibración se ha realizado partiendo de la precipitación total en la cuenca. No se ha tenido en cuenta la intercepción de la lluvia en el modelo, por lo que esta simplificación puede cambiar el rol jugado por procesos como la dinámica de la deposición nival.

5. Referencias

- Al Alwani, G., 1997. Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalefio. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 pp.
- Al-Alwani, G., Gisbert, J., Pulido-Bosch, A., 1996. 1^aConf.Intern.SierraNevada.I:469-481.
- Aldaya, F. et al., 1979. Memoria y Mapa geológico de la Hoja de Lanjarón. 1:50000 (2^a serie). IGME. Madrid, 65 pp.
- 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.
- Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI RHO 7, Norrköping, Sweden. 134 pp.
- Bergström, S., 1995. The HBV model, computer models of watershed hydrology (editor: V.p.singh). Water Resources Publications.
- Blanca, G., 1998. Threatened vascular flora of Sierra Nevada (Southern Spain). Biological conservation 85, 269-285.
- Cabrera, J.A., 2014. Evaluación de los recursos hídricos en una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos.Tesina de Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Universidad de Málaga.
- Calle, M., Gómez, J.E., 2005. Electronic Referente recuperado 2005, Serie de vegetación de Sierra Nevada. <http://waste.ideal.es/seriesdevegetacion.htm>.
- Castillo, A., del Valle, M., Rubio-Campos, J.C., Fernández-Rubio, R., 1996a. Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almeria). I Conferencia internacional de Sierra Nevada, Granada, 389-413.
- Castillo, A., Gisbert, J., Al-Alwani, G., 1996b. Caudales específicos característicos de Sierra Nevada (Granada y Almeria); metodología de estimación de recursos hídricos. Geogaceta, 19: 142-145.

- 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.
- 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., 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.
- GEODE, Cartografía Geológica Continua del Instituto Geológico y Minero de España. <http://cuarzo.igme.es/sigeco>.
- Gisbert, J., Pulido-Bosh, A., Al-Alwani, G., 1998. On the characterization of hydrologic behavior of a high mountain schistous catchment. *Müncher Geol. Hefte*, 8, 29-34.
- IGN, Instituto Geográfico Nacional. www.ign.es.
- Junta de Andalucía, 2005. Datos botánicos aplicados a la Restauración del medio Natural Andaluz II. Modelos de Restauración Forestal.
- 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 H.J., 1964. Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam.
- Puga E., Diaz de Federico A., Fontboté J.M., 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios Geol.* 30, 534-548.
- Puga Rodríguez, E., 1971. Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada 304pp.

- Pulido Bosch, A., Sbih, Y.B., 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environmental Geology*. 197.
- 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.
- Sbih, Y.B., Bosch, A.P., Izquierdo, A.V., 1994. Los careos y su impacto ambiental. *Geogaceta*, (17), 79-81.
- Sbih, Y.B., Pulido Bosch, A., 1996. Papel de los careos en la gestión de las aguas de la Alpujarra. *1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada, España*.
- Seibert, J. (1997). Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*, 28(4), 247-262.
- Seibert, J., 2005, HBV light version 2, User's Manual. Uppsala University, Institute of Earth Sciences, Department of Hydrology, Uppsala, Sweden.
- Singhal, B.B.S., Gupta, R.P., 2010. Applied Hydrogeology of Fractures Rocks. Second Edition. Springer. 408 pp.







ACTUALIZACIÓN DEL MODELO HBV DE LA CUENCA HIDROLÓGICA DEL RÍO BÉRCHULES PARA EL PERÍODO 2014-2015 Y MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO EN UNA SECCIÓN VERTICAL

Granada, noviembre de 2015

El presente informe técnico ha sido elaborado por Jorge Jódar Bermúdez para el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) con la supervisión de Sergio Martos Rosillo.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	2
ÍNDICE DE TABLAS	3
1. OBJETIVOS	4
2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	4
2.1 Localización geográfica y relieve	4
2.2. Marco climático	5
2.3 Marco Geológico	7
2.4 Edafología	11
2.5. Hidrología superficial	11
2.6. Marco Hidrogeológico	13
3. MODELACIÓN NUMÉRICA	17
3.1 Actualización modelo HBV-Bérchules	17
3.2 Modelación flujo subterráneo con Visual-Modflow	19
4. CONCLUSIONES	25
5. REFERENCIAS	25

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.	4
Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca hidrográfica del río Bérchules (línea roja) a partir del modelo digital del Terreno (IGN, 2005).	5
Figura 3. Variación mensual promedio de (A) la Temperatura, (B) la precipitación la evapotranspiración potencial (PET) y la evapotranspiración real (AET) obtenidas para la estación meteorológica de Bérchules.	6
Figura 4. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manto 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).	9
Figura 5. Mapa geológico en el entorno de la cuencas del río Bérchules (Fuente: GEODE).	10
Figura 6. (A) Mapa topográfico (GEODE) y (B) mapa de formaciones superficiales y puntos de agua de la cuenca del río Bérchules (Martos et al., 2015). La línea discontinua negra marca el transecto del perfil modelado numéricamente.	12
Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales para la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila.	13
Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010).	14
Figura 9. 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. Careo en una superficie permeable. 4. Circulación por las 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.	16
Figura 10. (A) Serie temporal de precipitación en la estación meteorológica de Bérchules. (B) Caudal observado (línea roja) y calculados (línea verde periodo 1970-2013, y línea negra periodo 2013-2015) con por el modelo HBV	18
Figura 11. Orto-foto de la zona de estudio por la que discurre el transecto considerado (línea roja). Los manantiales inventariados en la zona de estudio se marcan con un círculo verde. De todos ellos, los considerados para la modelación numérica del transecto (i.e. Transect Springs) se marcan con el borde en rojo, indicando a su lado el caudal drenado en L/s. Los manantiales virtuales asociados al transecto se marcan con un círculo rojo con borde negro.	19
Figura 12. Variación de la cota topográfica a lo largo del transecto considerado	20
Figura 13. (A) Planta y (B) Alzado de la malla de diferencias finitas utilizada para modelar el transecto.	20

Figura 14. Distribución de las zonas de permeabilidad hidráulica del modelo mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.	21
Figura 15. Distribución de las zonas de recarga mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.	21
Figura 16. Distribución de niveles piezométricos para los diferentes escenarios simulados.	23
Figura 17. Valores de descarga del acuífero tanto en los manantiales (A) como el en río (B) para los diferentes escenarios de recarga simulados.	24

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.	6
Tabla 2: Valores asociados de recarga a las diferentes zonas del modelo en función de los escenarios considerados en la modelación.	22
Tabla 3: Valores asociados la recarga del acuífero y la descarga de este tanto en los manantiales como el en río para los diferentes escenarios de recarga considerados.	24

1. Objetivos.

Este trabajo tiene dos objetivos principales: (1) actualizar el modelo HBV existente de la cuenca del río Bérchules para los años hidrológicos 2013 y 2014 y (2) evaluar el papel que juega la técnica del careo realizada en la sima de Bérchules sobre el caudal promedio que fluye por los manantiales aguas abajo de la zona de recarga y en la descarga al río Bérchules, a su paso por el pueblo del mismo nombre. Para ello se modelará numéricamente el flujo subterráneo a lo largo de un transecto vertical con origen en la loma de Juviles, a cota 2200 m, pasando por la sima de Bérchules y finalizando en el río Bérchules a cota 1130 m.

2. Descripción de la zona de estudio.

2.1 Localización geográfica y relieve

La zona de estudio se encuentra en la cuenca del río Bérchules, situada en el sureste de la Península Ibérica, concretamente en la Comarca de las Alpujarras (vertiente sur de Sierra Nevada, provincia de Granada (Fig.1). La cuenca hidrográfica del río Bérchules se extiende en una superficie total de 67,63 km², si bien, hasta su confluencia con el Guadalfeo esta dispone de una superficie total de 77 km².

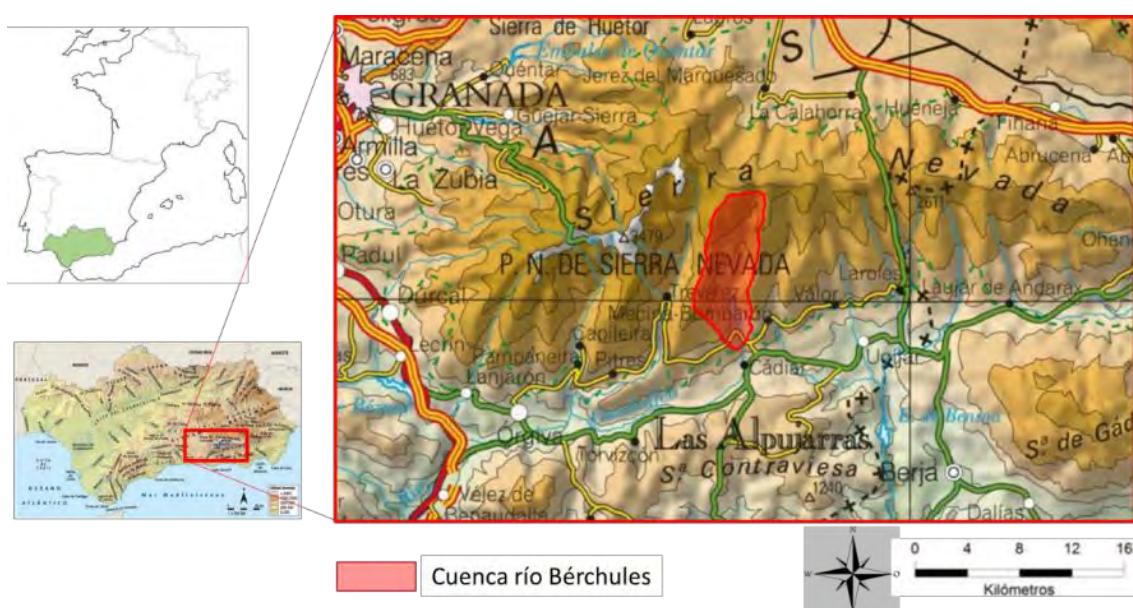


Figura 1. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.

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 Guadalefeo 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. Estos valles son los que definen la cuencas hidrográfica del río Bérrchules

La cuenca objeto de estudio se ubica en una región topográficamente accidentada, con una altitud media de 1970 m y cotas comprendidas entre los 2900 y los 1000 m s.n.m.. La pendiente media es del 37%, con valores extremos comprendidos entre 0 y 100 %.

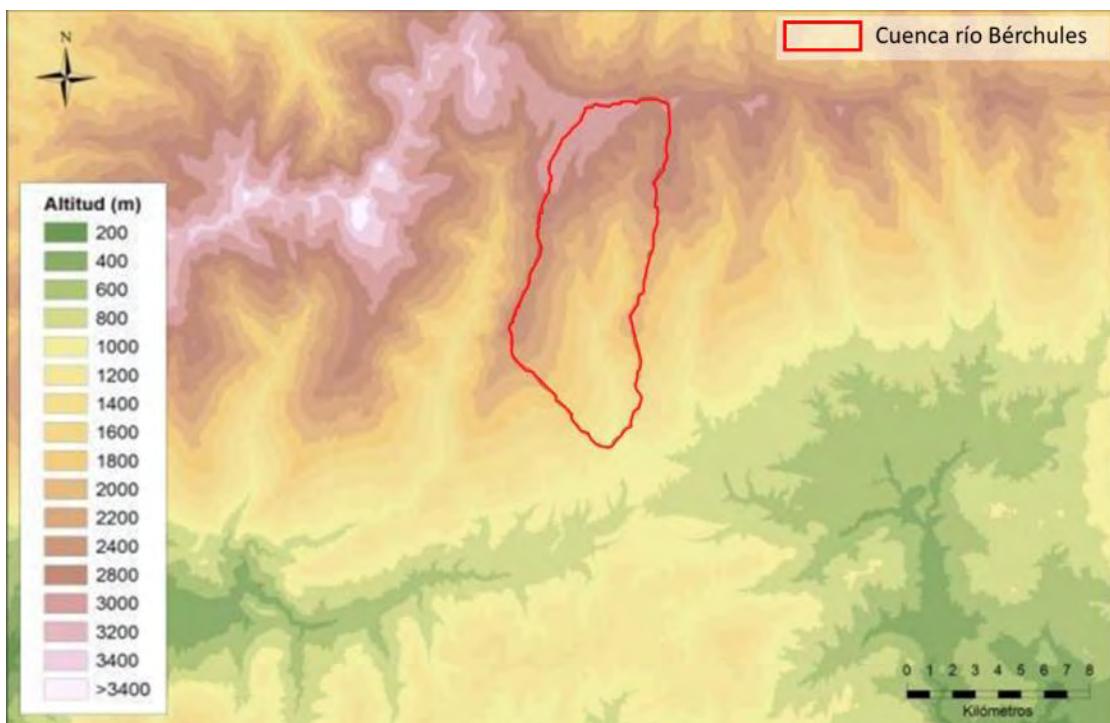


Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca hidrográfica del río Bérrchules (línea roja) a partir del modelo digital del Terreno (IGN 2005).

2.2 Marco Climático

Se ha realizado una selección de las estaciones meteorológicas más cercanas a la zona de estudio (Tabla 1), en especial de las situadas a cotas elevadas en la vertiente sur de Sierra Nevada.

En función de las estaciones meteorológicas disponibles y teniendo en cuenta los gradientes verticales de precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración potencial (ETP), se ha definido una estación virtual para la cuenca hidrográfica del río Bérchules. Los datos de precipitación (P) provienen de la serie temporal de la estación meteorológica de Berchules y tanto los de temperaura (T) como los de evapotranspiración potencial (ETP) provienen de la estación meteorológica de Láujar-Cerecillo. La figura 3 muestra la variación mensual promedio de estas variables. Como se puede observar el comportamiento es típicamente mediterráneo, mostrando todas las variables una acusada estacionalidad; Por un lado la T y la PET son mínimas en invierno y máximas en verano, como cabría esperar. Por otro lado la P es máxima en invierno y mínima en verano.

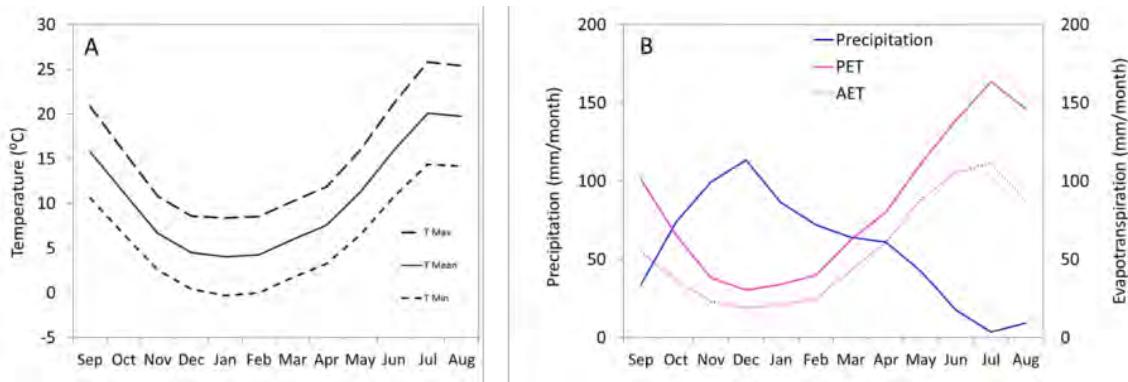


Figura 3. Variación mensual promedio de (A) la Temperatura, (B) la precipitación la evapotranspiración potencial (PET) y la evapotranspiración real (AET) obtenidas para la estacion meteorológica de Bérchules.

Tabla 1. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.

	Código	Tipo	Altitud	X (UTM 30S)	Y(UTM)
Bérchules	6224	P	1319	483027	4092337
Laujar, Cerecillo	6307	T-P	1800	507744	4100181

Las series meteorológicas disponibles han permitido obtener la variación vertical de las variables P, T y PET (Tabla 1), siendo el gradiente vertical promedio de 19.9 mm/100m, -0.56 C/100m y -22.7mm/100m para P, T y PET, respectivamente (Cabrera, 2014).

2.3 Marco Geológico

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. En este manto se distinguen dos unidades principales:

- A) *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).
- B) *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 cuaternarios, de naturaleza margo-limosa con intercalaciones de calizas y conglomerados heterométricos y arenas (Pulido-Bosch *et al.* 1993)

En la Figura 4 se presenta un mapa geológico sintético de la Alpujarra, tomado de Pulido-Bosch *et al.* (1993), en el que se puede comprobar cómo el río Bérchules nace en los esquistos grafitosos del manto del Veleta y tan solo pasa sobre los materiales alpujarrides en la parte baja su cuenca hidrográfica.

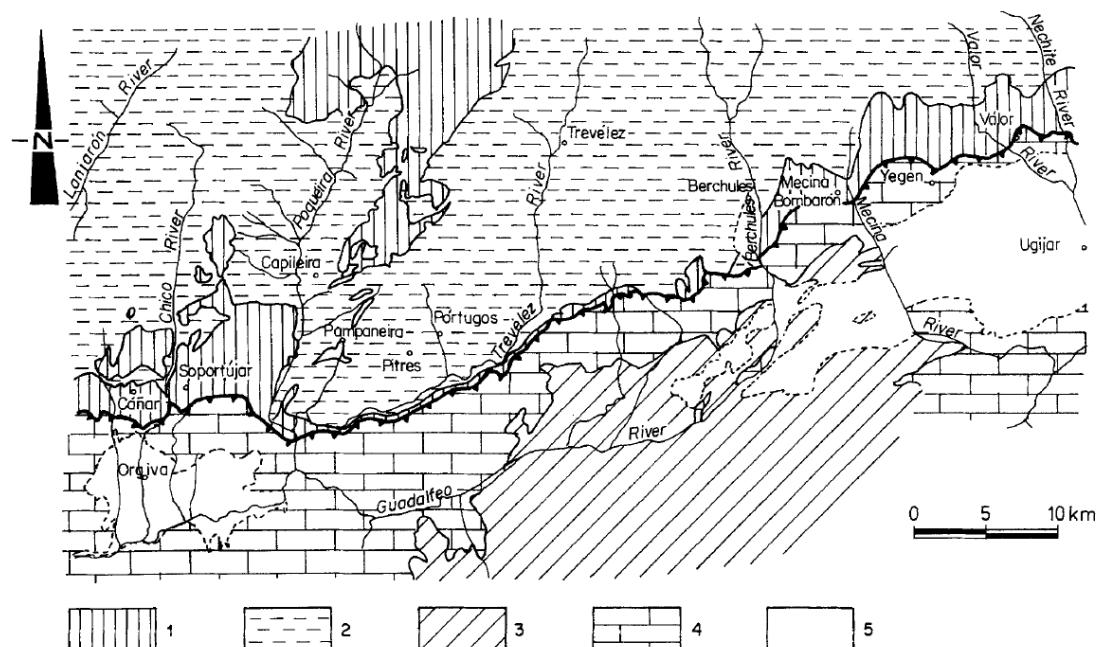


Figura 4. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manto del Veleta. 3 y 4 Complejo Alpujarride. 3. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos del Manto del Murtas. 4. Calizas y dolomías del Manto de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

Asimismo, en la Figura 5, tomada del proyecto GEODE del IGME, se comprueba, con más detalle, que la práctica totalidad del sector de ambas cuencas estudiadas en este trabajo se desarrolla sobre micaesquistos del manto del Veleta. No obstante, en su tramo final, los ríos discurren sobre materiales cuaternarios superpuestos a filitas y cuarcitas, y rocas carbonatadas alpujárides.

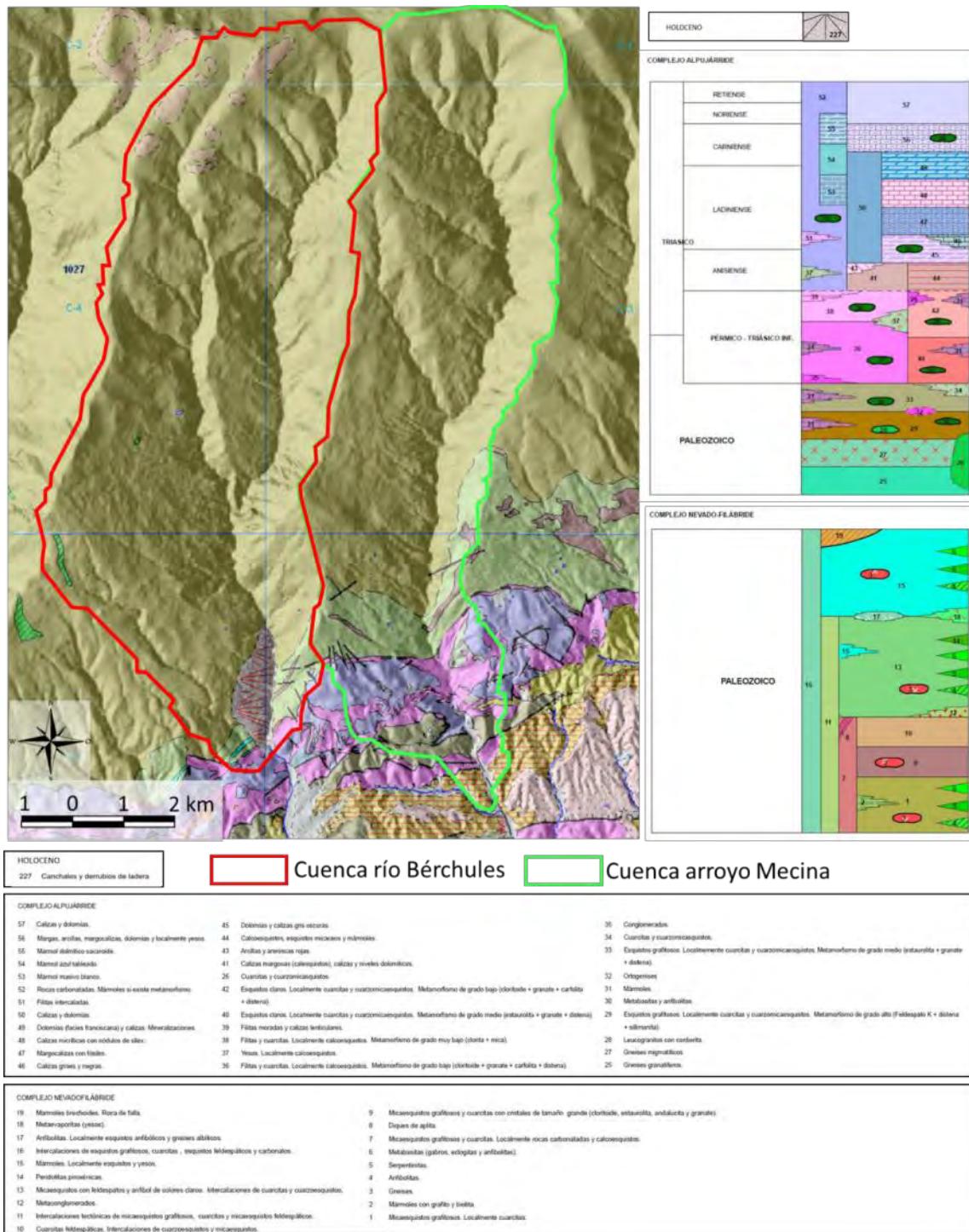


Figura 5. Mapa geológico en el entorno de la cuencas del río Bérriches (Fuente: GEODE)

2.4 Edafología.

Los suelos predominantes en estas cuencas son del tipo cambisol y litosol. 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.

2.5. Hidrología superficial.

La cuenca objeto de estudio presenta una forma más o menos rectangular, alargada en la dirección norte-sur, que coincide con la principal dirección de flujo (Fig. 6A).

La red de drenaje principal del río Bérchules 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, desde 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. La superficie de la cuenca hidrográfica del río Bérchules es de 6763 ha.

En la desembocadura del río Bérchules se encuentra la estación de aforo de Narila, de la que se dispone de las series de caudales diarios, correspondientes al periodo 1970-2015. El hidrograma observado no se corresponde con el hidrograma en régimen natural del río ya que existen derivaciones para riego durante los meses de estiaje. Esto hace que el caudal medido en verano sea inferior al que existiría en régimen natural.

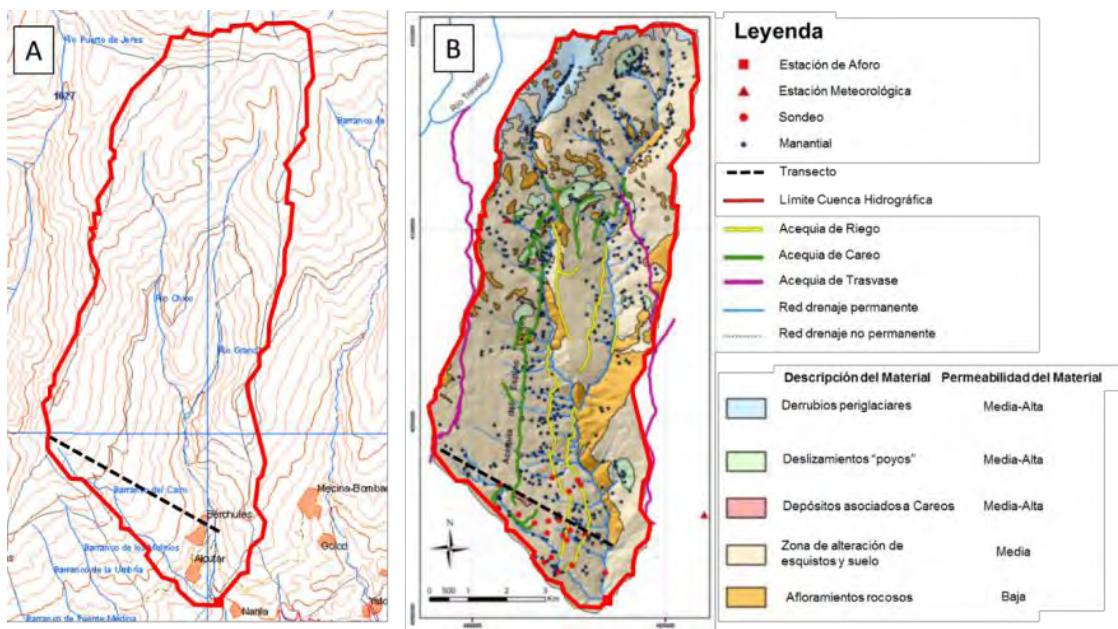


Figura 6. (A) Mapa topográfico (GEODE) y (B) mapa de formaciones superficiales y puntos de agua de la cuenca del río Bérrchules (Martos et al., 2015). La línea discontinua negra marca el transecto del perfil modelado numéricamente.

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 de aportación pluvio-nival; 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 (Martos et al., 2015; Cabrera et al., 2015; Jódar et al., 2015). La Figura 7 presenta los caudales promedios mensuales para el hidrograma observado así como las curvas asociadas a los percentiles del 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80% y del 90%.

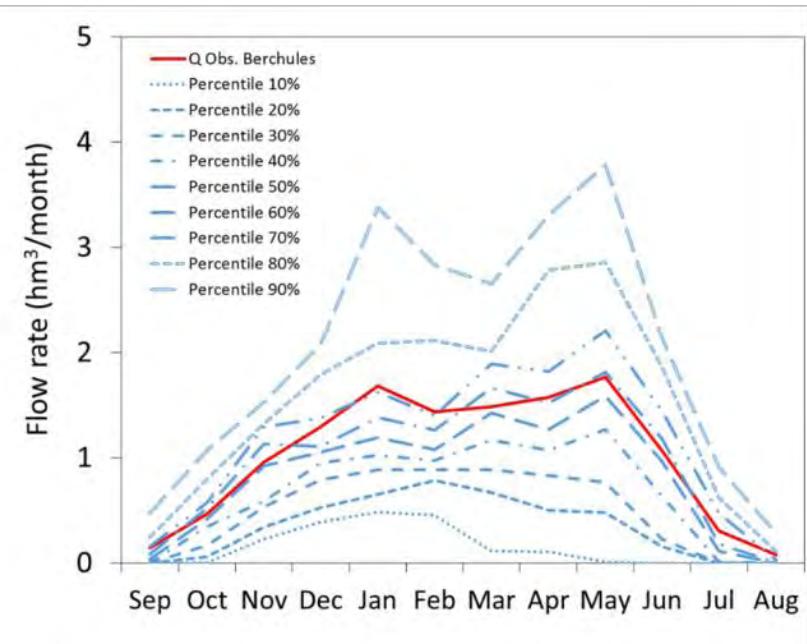


Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales para la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila.

2.6. Marco Hidrogeológico.

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 sus fracturas, permiten la circulación del agua, lo que es utilizado para el abastecimiento de la población y para regadío, 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) y han caracterizado el funcionamiento hidrogeológico en materiales esquistosos (Gisbert *et al.* 1998).

El flujo en este tipo de materiales se produce fundamentalmente por su zona de alteración (Fig. 8). La zona A es la más superficial de la zona de alteración y se corresponde con 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 son generadas por la fracturación, lo que implica una baja capacidad de almacenamiento y una moderada permeabilidad.

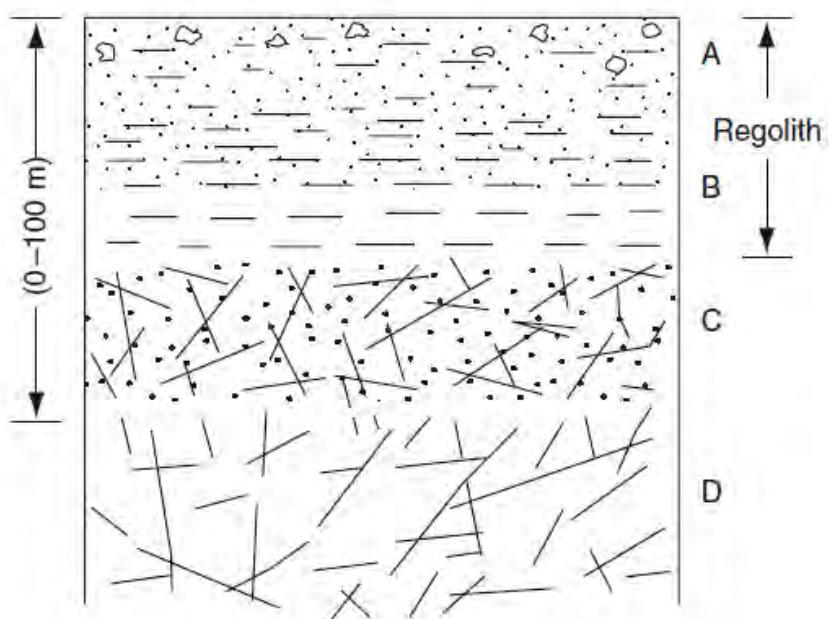


Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010).

El esquema de funcionamiento hidrogeológico en las laderas de las cuencas de los ríos de Sierra Nevada se presenta en la figura 9. 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 (Sbih et al., 1994). 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; Cabrera et al., 2015; Jódar et al 2015). 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 careo en puntos concretos. Del agua infiltrada un porcentaje inferior al 10% se drena rápidamente por escorrentía superficial (Pulido-Bosch y Sbih 1995) hacia 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 careo y reducen drásticamente su caudal después del mismo. Los ensayos de trazadores realizados por Pulido-Bosch y Sbih (1995) indican que este flujo más rápido se produce por una zona más permeable de la capa de alteración y que muy probablemente se pueda asociar a la capa C (Fig. 9). 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).

El sistema tradicional de uso del agua que se hace, desde antiguo, en Sierra Nevada, en especial la recarga realizada con las acequias de careo y las propias pérdidas en las acequias de riego, debe tener un importante papel en el régimen de funcionamiento hidrológico de estos ríos. Buena parte del agua recargada no es drenada de forma rápida por los remanentes y pasa a recargar a las zonas A y D (Fig. 8). Con posterioridad esta agua se drena de manera diferida 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.

En el agua subterránea que fluye por los micaesquistos que afloran en la comarca de la Alpujarra presenta dos facies hidroquímicas principales (Pulido-Bosch y Sbih 1995): (1) bicarbonatada cálcica y (2) bicarbonatado clorurado cálcico. En ambos casos hay 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 ($\sim 70 \mu\text{s/cm}$). El segundo grupo presenta un mayor contenido en sales disueltas, en particular en las

concentraciones de bicarbonato y calcio ($\sim 200 \text{ } \mu\text{s/cm}$). Además esta agua presenta una mayor temperatura, lo que indica un mayor tiempo de transito por el acuífero.

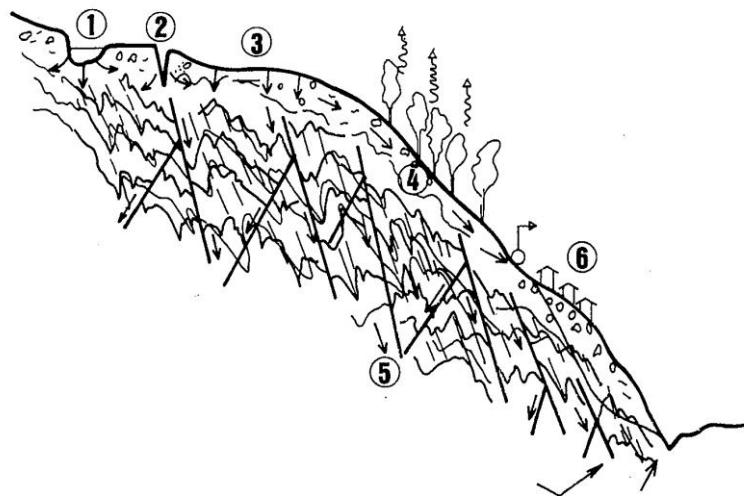


Figura 9. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 1. Acequia sin revestir. 2. Careo en una fractura abierta (sima). 3. Careo en una superficie permeable. 4. Circulación por las zonas de alteración A, B y C. 5. Circulación por la roca madre (zona D). 6. Remanentes. 7. Salidas difusas de tipo permanente hacia el río y hacia los manantiales que se localizan en sus proximidades.

3. Modelación numérica.

Este trabajo tiene dos objetivos fundamentales: (1) actualizar el modelo existente de HBV para la cuenca del río Bérchules (Jódar et al. 2015) hasta el 30/09/2015 y (2) modelar el flujo de agua subterránea a través de una sección vertical que atraviesa los materiales acuíferos asociados a la zona de alteración de los micaesquistos.

3.1 Actualización modelo HBV-Bérchules.

Se dispone de un modelo de precipitación-aportación previo (Jodar et al., 2015) realizado con el código HBV y con datos correspondientes a la cuenca del río Bérchules. Este modelo está calibrado usando series temporales de P, T y ETP correspondiente al periodo 1970-20013 (Cabrera, 2014, Jódar et al 2015). Dado que existen datos hidro-meteorológicos hasta septiembre del 2015 se ha procedido a incorporación de esta información en el modelo numérico con el fin analizar qué porcentaje del caudal, que fluye por el río Bérchules, corresponde a escorrentía superficial y qué parte corresponde a descarga subterránea.

La simulación se extiende durante los años hidrológicos 2013 y 2014, esto es, desde el 01/10/2013 hasta el 30/09/2015. La Figura 10-A muestra la serie temporal de precipitación acumulada. Como se puede ver, la precipitación acumulada durante los dos últimos años hidrológicos (i.e. 419 y 509 mm para los años hidrológicos 2013 y 2014, respectivamente) es inferior a la precipitación anual promedio de la serie histórica que se encuentra en torno a los 675 mm. La Figura 10-B muestra las series temporales de caudal observado (línea roja) y caudal calculado (línea verde periodo previo 1970-2013, y línea negra para el nuevo periodo 2013-2015) por HBV para el río Bérchules. Como se puede observar los caudales calculados para el nuevo periodo siguen la tónica de los caudales calculados por Jódar et al. (2015) para el periodo anterior, esto es, buenos ajustes tanto en los picos del hidrograma como en la zona de recesión del caudal. Para el periodo simulado 2013-2015 el agua que circula por el río tiene una componente subterránea del 100%.

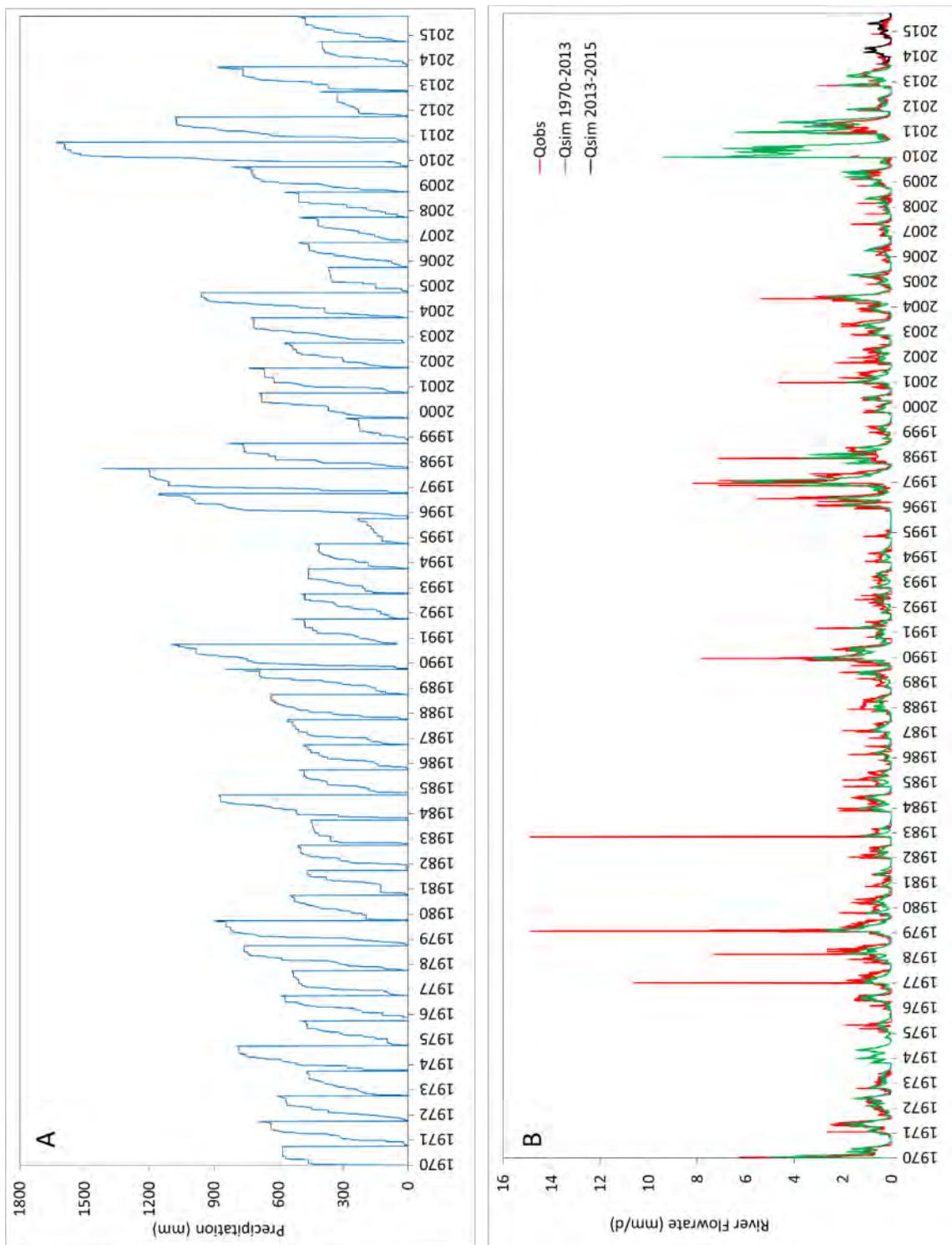


Figura 10: (A) Serie temporal de precipitación en la estación meteorológica de Bérchules. (B) Caudal observado (línea roja) y calculados (línea verde periodo 1970-2013, y línea negra periodo 2013-2015) por el modelo HBV.

3.2 Modelación flujo subterráneo con Visual-Modflow.

La modelación se ha realizado con el programa Visual Modflow 2011.1 (Waterloo Hydrogeologic, 2015).

La Figura 11 muestra el trazado del transecto considerado sobre la zona de estudio, y la Figura 12 muestra el perfil vertical del transecto. Como se puede observar el transecto tiene una longitud de 4600 m, salvando un desnivel de 1060 m. En la zona de estudio hay un número importante de manantiales (Fig 11). Estos se localizan a ambos lados del transecto, fundamentalmente agrupados en dos zonas: (1) por encima de la acequia del Espino y (2) entre la cota 1548 y el río Bérricholes. En cada zona se ha incluido un manantial virtual que integra el caudal de todos los manantiales considerados en el transecto. Su posición se corresponde con la proyección sobre el transecto del centro de gravedad de los caudales asociados a los manantiales considerados. El caudal asociado a los manantiales virtuales es de 1.8 y 4.7 L/s, para Virtual Spring 1 y 2, respectivamente.

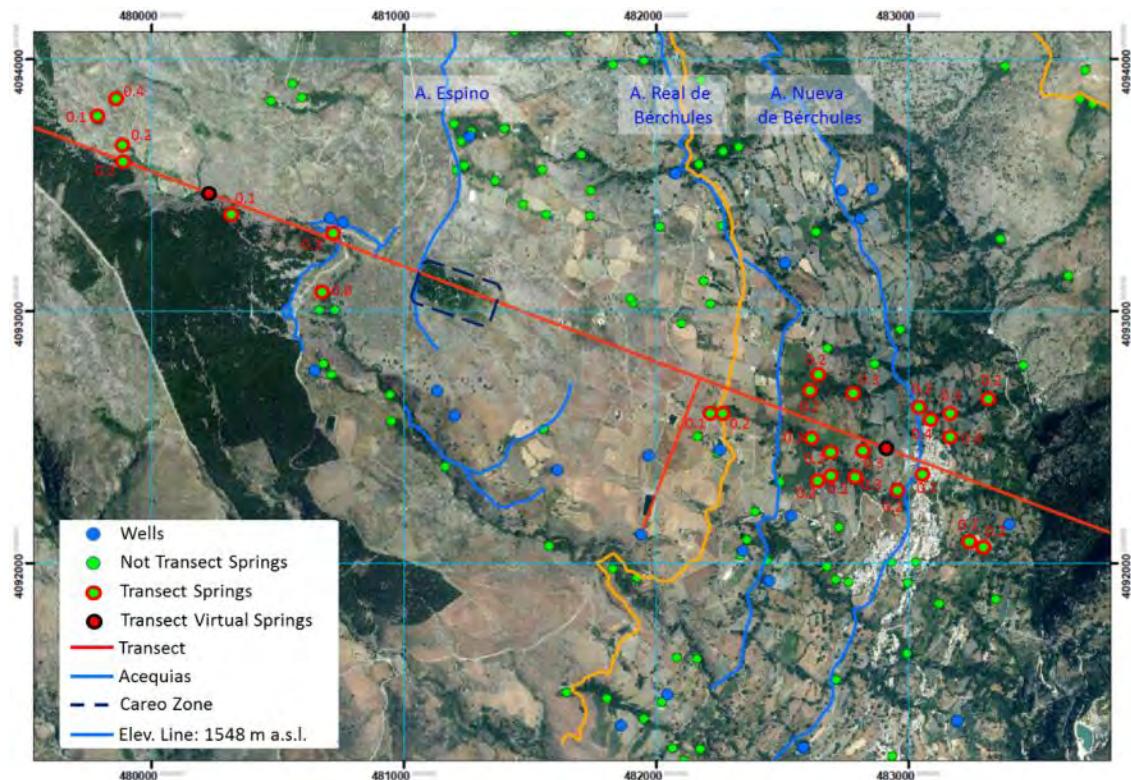


Figura 11. Orto-foto de la zona de estudio por la que discurre el transecto considerado (línea roja). Los manantiales inventariados en la zona de estudio se marcan con un círculo verde. De todos ellos, los considerados para la modelación numérica del transecto (i.e. Transect Springs) se marcan con el borde en rojo, indicando a su lado el caudal drenado en L/s. Los manantiales virtuales asociados al transecto se marcan con un círculo rojo con borde negro.

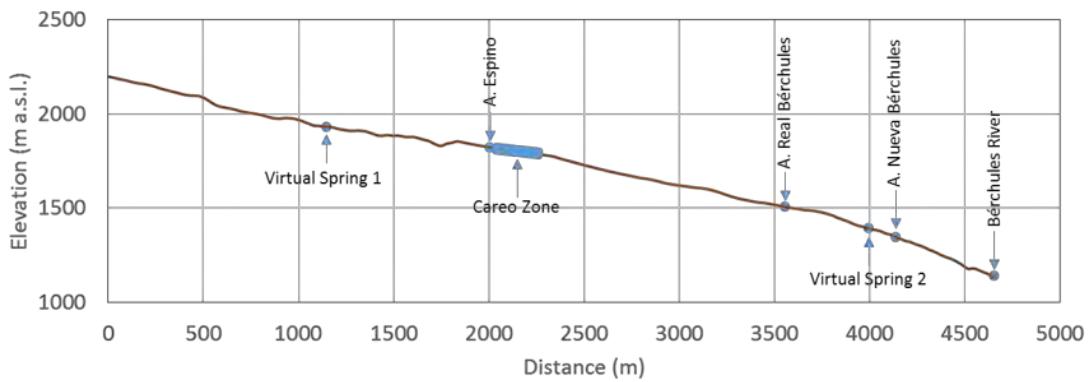


Figura 12. Variación de la cota topográfica a lo largo del transecto considerado

El transecto se ha modelado con una malla de diferencias finitas de dos capas, usando en planta celdas cuadradas de 10 m de longitud (Fig. 13-A). La malla cubre una superficie de 90 m de ancho por 4660 m de longitud, utilizando para ello una malla de 9x466 celdas por capa.

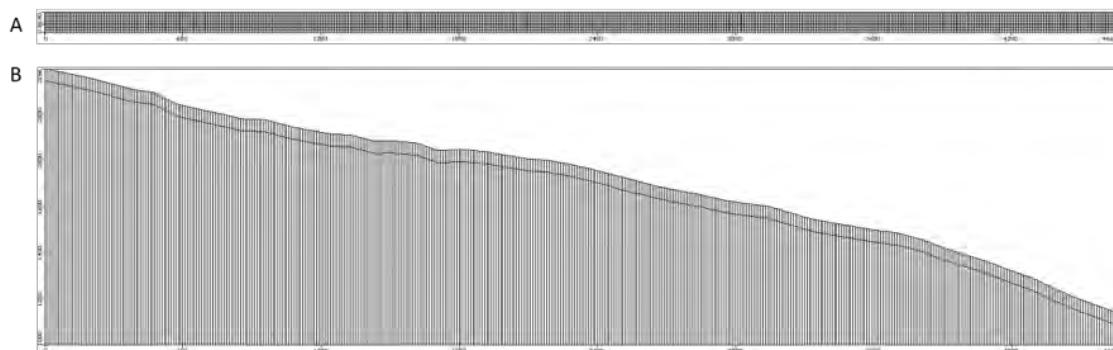


Figura 13. (A) Planta y (B) Alzado de la malla de diferencias finitas utilizada para modelar el transecto.

La capa superior tiene un espesor constante de 50 m a lo largo de todo el transecto (Fig. 13-B) y se corresponde con los materiales de la zona de alteración y por ende más permeables, y la capa inferior se corresponde con micaesquistos alterados, menos permeables que los anteriores (Fig. 14).

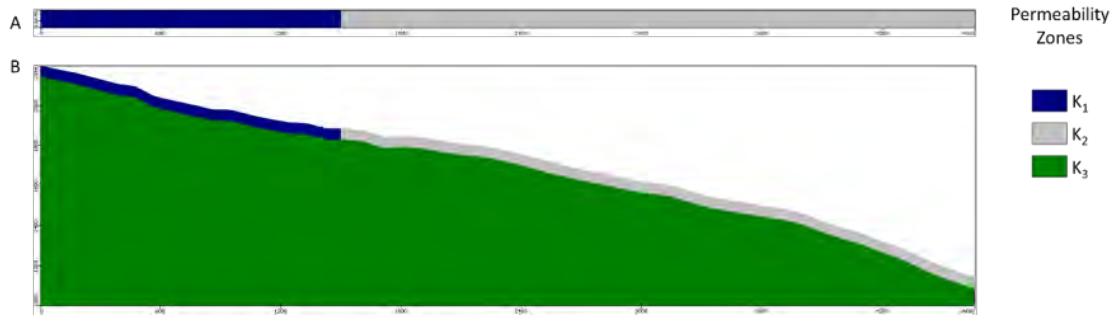


Figura 14. Distribución de las zonas de permeabilidad hidráulica del modelo mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.

Los coeficientes de almacenamiento específico (S_s) y porosidad drenable (S_y) se consideran constantes para todo el dominio, asignándoles el valor de 0.001 y 0.1 para S_s y S_y , respectivamente.

La zonificación de la recarga (Fig. 15) atiende a los caudales de recarga, los cuales son función de la precipitación, los retornos de riego y el careo. El dominio se divide en tres zonas de recarga, cada una con su caudal de recarga asociado: Q_1 aplica a la zona de mayor altitud del modelo, donde se considera que en la recarga total solo existe la contribución procedente de la recarga del agua de lluvia, a la cual se le asigna un valor constante de 106 mm/yr (Cabrera, 2014). Q_2 se aplica en las zonas donde históricamente se ha realizado riego a manta, que genera unos importantes retornos de riego, siendo la recarga total en esta zona la suma del retorno de riego y la recarga del agua de lluvia. Finalmente, Q_3 aplica a la zona donde se realiza el careo, siendo la recarga total en esta zona la suma del caudal vertido por la acequia de El Espino en la sima de Bérrchules y la recarga del agua de lluvia. La tabla 2 presenta los valores de Q_1 , Q_2 y Q_3 para los diferentes escenarios de recarga considerados.

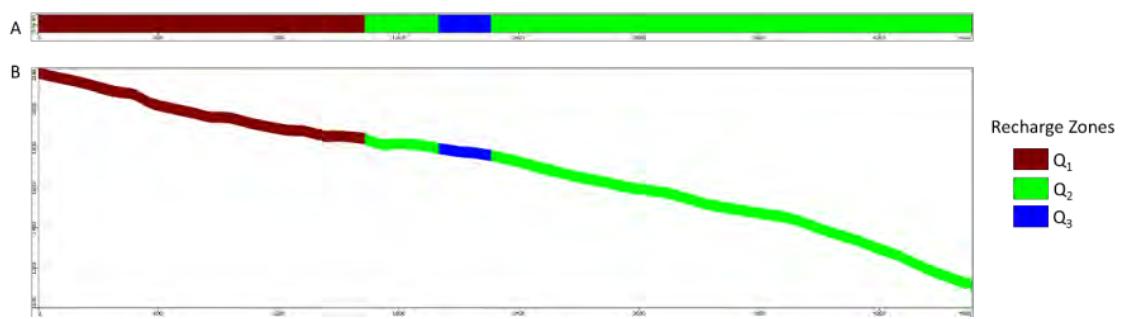


Figura 15. Distribución de las zonas de Recarga mostradas en (A) Planta y (B) Alzado.

Tabla 2: Valores asociados de recarga a las diferentes zonas del modelo en función de los escenarios considerados en la modelación.

	Recharge Flow Rates (mm/yr)						
	Q₁^a	Q₂₁^b	Q₂₂^c	Q₂^d	Q₃₁^e	Q₃₂^f	Q₃^g
Caso 0	106	106	0	106	106	0	106
Caso 1	106	106	0	106	106	7800	7906
Caso 2	106	106	0	106	106	15600	15706
Caso 3	106	106	0	106	106	23400	23506
Caso 4	106	106	300	406	106	23400	23506

(a) Q₁: Rainfall Recharge
(b) Q₂₁: Rainfall Recharge
(c) Q₂₂: Irrigation Return Recharge
(d) Q₂= Q₂₁+ Q₂₂
(e) Q₃₁: Rainfall Recharge
(f) Q₃₁: Careo Recharge at the "Sima de Berchules" area
(g) Q₃= Q₃₁+ Q₃₂

Las condiciones de contorno son de caudal nulo por el contorno izquierdo del modelo, y de nivel prescrito igual a 1130 m por el contorno derecho del modelo. El valor del nivel prescrito coincide con la cota del lecho del río Bérchules en su intersección con el transecto.

La simulación se realiza en régimen estacionario. La permeabilidad hidráulica es el único parámetro que se calibra de manera que se reproduzcan los caudales de los manantiales virtuales. El escenario de recarga utilizado para la calibración del modelo es el Caso-1, el cual se corresponde con el escenario de recarga experimentado en la cuenca del río Bérchules durante el año hidrológico 2015-2016 (Cabrera, 2014). La calibración de los parámetros es manual. Los valores de permeabilidad obtenidos tras la calibración son de $8 \cdot 10^{-3}$, $3 \cdot 10^{-2}$ y $6 \cdot 10^{-4}$ m/s para K₁, K₂ y K₃, respectivamente. Tras la calibración, el caudal calculado para los manantiales virtuales es de 1.8 y 4.7 L/s, para Virtual Spring 1 y 2, respectivamente.

Con los parámetros calibrados se procede a simular la respuesta del modelo para los diferentes escenarios de recarga considerados (Tabla 2). Estos responden a diferentes escenarios de recarga: En el Caso-0 solo se considera la recarga producida por la lluvia en todo el dominio. En el Caso-1 se considera la recarga de la lluvia en todo el dominio más un caudal de recarga adicional en la zona de careo, igual al caudal vertido en la zona de careo durante el año hidrológico 2014-15 (Martos et al 2015). Los casos 2 y 3

son análogos al Caso-1 pero duplican y triplican, respectivamente el caudal de recarga en la zona de careo del Caso-1. Finalmente, el Caso-4 es igual al Caso-3, no obstante considera un término de recarga adicional para tener en cuenta la recarga producida por los excedentes de riego cuando este se realiza mediante el uso de la práctica tradicional de “riego a manta”. Este término se aplica en la zona Q₂ de recarga del modelo (Fig.15).

La Figura 16 muestra la distribución de niveles piezométricos a lo largo del transecto para los diferentes escenarios simulados. La diferencia de nivel piezométrico entre líneas consecutivas es constante e igual a 100m.

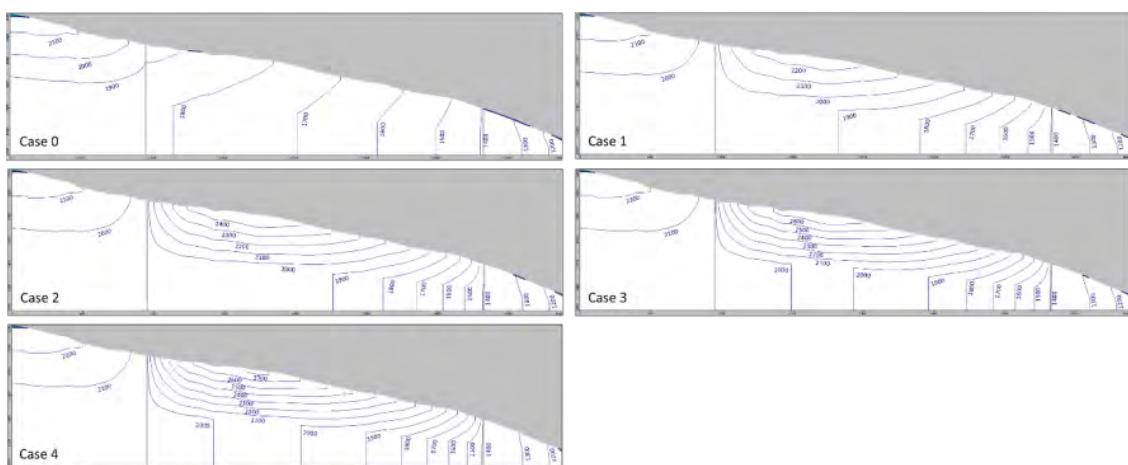


Figura 16. Distribución de niveles piezométricos para los diferentes escenarios simulados

De la figura 16 se infiere que en la zona de careo los flujos son principalmente verticales y con sentido descendente. Según aumenta el caudal de recarga también aumentan (1) el gradiente piezométrico y (2) los flujos de descarga en la zona de los manantiales, cuya posición está indicada por unas líneas grises que cortan de manera vertical la secciones mostradas. Ambos efectos quedan reflejados por el incremento en la densidad espacial de líneas de nivel según aumenta el caudal.

La Tabla 3 presenta los resultados de la modelación en términos de los caudales de recarga y de descarga, tanto en los manantiales como en el río.

Tabla 3: Valores asociados la recarga del acuífero y la descarga de este tanto en los manantiales como el en río para los diferentes escenarios de recarga considerados.

	Balance Flow Rates ($\text{m}^3/\text{d}/\text{mL}^a$)				
	Total Recharge	Virtual Spring-1 Leakage	Virtual Spring-2 Leakage	Virtual Springs Total Leakage ^b	River Discharge
Caso 0	1.35	-0.28	-0.31	-0.60	-0.75
Caso 1	6.91	-1.74	-4.39	-6.13	-0.78
Caso 2	12.46	-3.77	-7.90	-11.67	-0.79
Caso 3	18.02	-5.95	-11.26	-17.21	-0.81
Caso 4	20.29	-6.34	-12.72	-19.06	-1.23

(a) Flowrates are provided for a 1m thick transect (i.e. mL)
(b) Virtual Spring-1 + Virtual Spring-2

Como se puede observar, el caudal descargado en los manantiales es proporcional a la recarga, obteniéndose un mayor caudal en el manantial localizado a menor cota (Fig. 17-A). El modelo concentra la descarga en los manantiales virtuales, pero en realidad esta descarga produciría un incremento de la humedad del suelo, la cual es necesaria tanto para permitir el cultivo en estas zonas como para el sustento de la vegetación local.

El caudal drenado por el río es poco sensible al caudal de recarga procedente del careo (Fig. 17-B). La descarga en el río solo se activa cuando se incluyen en la recarga los excedentes de riego producidos cuando se riega a manta (i.e. Caso-4).

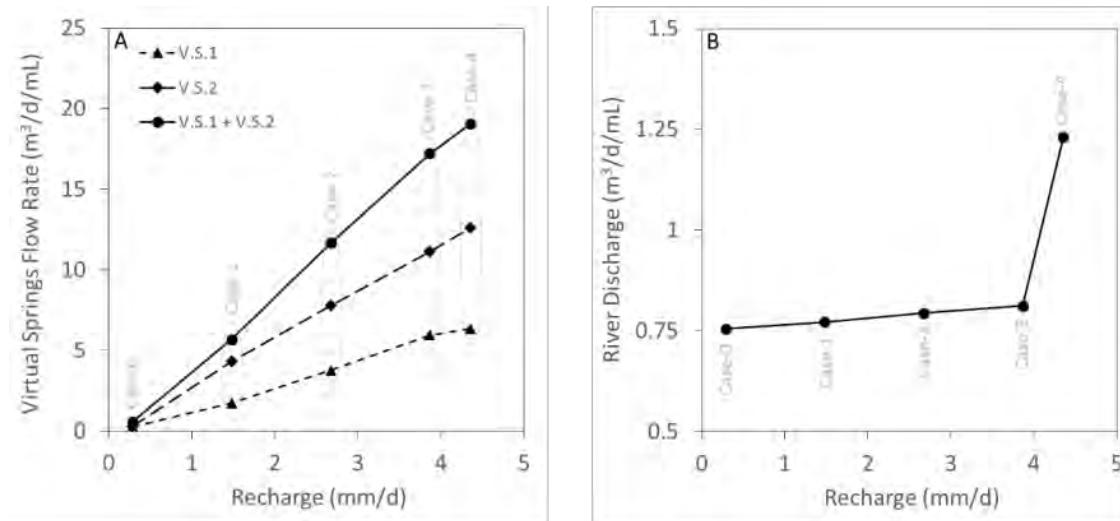


Figura 17. Valores de descarga del acuífero tanto en los manantiales (A) como el en río (B) para los diferentes escenarios de recarga simulados.

4. Conclusiones

Se ha actualizado el modelo numérico existente de HBV para la cuenca del río Bérrichules. Se ha extendido la simulación para los años hidrológicos 2013-14 y 2014-15. Para ambos años la precipitación anual es un 38% y un 25% inferior, respectivamente a la precipitación promedio de la serie histórica. Según el modelo de precipitación-aportación, durante el nuevo periodo simulado la práctica totalidad del agua que circula por el río procede de la descarga subterránea.

Se ha realizado un modelo numérico con Visual Modflow para simular los flujos de descarga de un acuífero para diferentes escenarios de recarga, en régimen estacionario. Utilizando el escenario de recarga correspondiente al último año hidrológico se ha calibrado la permeabilidad del modelo utilizando, además, como observaciones el caudal medido en los manantiales existentes en la zona. El valor de permeabilidad obtenido tras la calibración del modelo está comprendido entre 10^{-2} y 10^{-4} m/s para las zonas de esquistos alterados y no alterados, respectivamente.

El aumento en los caudales vertidos en la zona de careo incrementa de manera lineal los caudales de descarga de los manantiales situados en la ladera. Sin embargo, la descarga del sistema en el río es poco sensible a este caudal de recarga. La descarga en el río es sensible a la recarga producida por los excedentes de riego cuando este se realiza mediante la técnica tradicional de riego a manta.

5. Referencias

- Al Alwani, G., 1997. Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalefeo. 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 (2^a serie). IGME. Madrid, 65 pp.

- Cabrera, J.A., 2014. Evaluación de los recursos hídricos en una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos. Tesina de Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Universidad de Málaga.
- Cabrera, J.A., Martos, S., Marín, C., Jódar, J., Fernández, L.; Durán, J.J., González, A., Navarrete, E., López, M., 2015. Incorporación de la dinámica nival al modelo hidrológico de Témez para la evaluación de recursos hídricos en cuencas de alta montaña. Aplicación a la cuenca del río Bérchules (Sierra Nevada, Granada). SIAGA 2015.
- Castillo, A., del Valle, M., Rubio-Campos, J.C., 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., Al-Alwani, G., 1996b. Caudales específicos característicos de Sierra Nevada (Granada y Almería); metodología de estimación de recursos hídricos. Geogaceta, 19: 142-145.
- 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.
- Estévez, A., et al. 1985. Los alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. Mediterránea. 4, 5-32.
- Fedeli, B., 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.
- GEODE, Cartografía Geológica Continua del Instituto Geológico y Minero de España. <http://cuarzo.igme.es/sigeco>.
- Gisbert, J., Pulido-Bosh, A., Al-Alwani, G., 1998. On the characterization of hydrologic behaviour of a high mountain schistous catchment. Müncher Geol. Hefte, 8, 29-34.
- IGN, 2005. Instituto Geográfico Nacional. www.ign.es.
- Jódar, J., Cabrera, J.A. y Martos-Rosillo, S., 2015. Calibración y explotación del modelo agregado en HBV de las cuencas hidrológicas de los ríos Bérchules y Mecina en el ámbito de Sierra Nevada (Granada). IGME y AMAYA. 49 p

- Martos, S., González, A., Rodríguez, F., Marín, C., Guardiola, C., Durán, J.J., Fernández, L., Navarrete, E., López, M., Fernández, M., Rodríguez, M., Bruque, J.M., Ruiz, A., Pedrera, A., 2015. ¿Tiene interés hidrológico preservar las acequias de careo de sierra nevada?. El caso de la acequia de careo de El Espino (río Bérricholes, Granada). SIAGA 2015.
- Nijhuis H.J., 1964. Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam.
- Puga E., Díaz de Federico A., Fontboté J.M., 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. Estudios Geol. 30, 534-548.
- Puga Rodríguez, E., 1971. Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada 304pp.
- Pulido Bosch, A., Sbih, Y.B., 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). Environmental Geology. 197.
- 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.
- Sbih, Y.B., Bosch, A.P., Izquierdo, A.V., 1994. Los careos y su impacto ambiental. Geogaceta, (17), 79-81.
- Singhal, B.B.S., Gupta, R.P., 2010. Applied Hydrogeology of Fractures Rocks. Second Edition. Springer. 408 pp.
- Waterloo Hydrogeologic, 2015. Visual MODFLOW 2011.1 User's Manual. http://trials.swstechnology.com/software/Visual_MODFLOW/2011/Manuals_and_Guides/VMOD-2011.1_Manual.pdf. (Ultimo acceso el 29/12/2015).