Universidad
Politécnica
de Cartagena

Campus
de Excelencia
Internacional

**Contribución de las técnicas hidroquímicas,
isotópicas e hidrodinámicas a la caracterización de
acuíferos carbonatados y su relación con la red de
flujo superficial. Aplicación al acuífero de Alcadozo
(cuenca del Segura)**

Jorge Enrique Hornero Díaz

Directores

Marisol Manzano Arellano

José Luis García Aróstegui

2018

**CONFORMIDAD DE SOLICITUD DE AUTORIZACIÓN DE DEPÓSITO DE
TESIS DOCTORAL POR EL/LA DIRECTOR/A DE LA TESIS**

D/D^a. Marisol Manzano Arellano y José Luis García Aróstegui, Directora y codirector de la Tesis doctoral *Contribución de las técnicas hidroquímicas, isotópicas e hidrodinámicas a la caracterización de acuíferos carbonatados y su relación con la red de flujo superficial. Aplicación al acuífero de Alcadozo (cuenca del Segura)*

INFORMAN:

Que la referida Tesis Doctoral, ha sido realizada por D/D^a. Jorge Enrique Hornero Díaz, dentro del Programa de Doctorado TECNOLOGÍA Y MODELIZACIÓN EN INGENIERÍA CIVIL, MINERA Y AMBIENTAL, dando nuestra conformidad para que sea presentada ante el Comité de Dirección de la Escuela Internacional de Doctorado para ser autorizado su depósito.

La rama de conocimiento en la que esta tesis ha sido desarrollada es:

- ☒ Ciencias
- ☐ Ciencias Sociales y Jurídicas
- ☐ Ingeniería y Arquitectura

En Cartagena, a 14 de marzo de 2018

EL/LA DIRECTORA Y CODIRECTOR DE LA TESIS

Fdo.: Marisol Manzano Arellano

Fdo.: José Luis García Aróstegui

COMITÉ DE DIRECCIÓN ESCUELA INTERNACIONAL DE DOCTORADO

CONFORMIDAD DE DEPÓSITO DE TESIS DOCTORAL
POR LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA

D/D^a. Ángel Faz Cano, Presidente/a de la Comisión Académica del Programa
TECNOLOGÍA Y MODELIZACIÓN EN INGENIERÍA CIVIL, MINERA Y
AMBIENTAL

INFORMA:

Que la Tesis Doctoral titulada, "*Contribución de las técnicas hidroquímicas, isotópicas e hidrodinámicas a la caracterización de acuíferos carbonatados y su relación con la red de flujo superficial. Aplicación al acuífero de Alcazovo (cuenca del Segura)*", ha sido realizada, dentro del mencionado Programa de Doctorado, por D/D^a. Jorge Enrique Hornero Díaz, bajo la dirección y supervisión de los Dr./Dra. Marisol Manzano Arellano y José Luis García Aróstegui.

En reunión de la Comisión Académica, visto que en la misma se acreditan los indicios de calidad correspondientes y la autorización del Director/a de la misma, se acordó dar la conformidad, con la finalidad de que sea autorizado su depósito por el Comité de Dirección de la Escuela Internacional de Doctorado.

La Rama de conocimiento por la que esta tesis ha sido desarrollada es:

- X Ciencias
- Ciencias Sociales y Jurídicas
- Ingeniería y Arquitectura

En Cartagena, a 14 de marzo de 2018

EL PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA

COMITÉ DE DIRECCIÓN ESCUELA INTERNACIONAL DE DOCTORADO

AGRADECIMIENTOS

Cuando en febrero de 1989 comenzó mi andadura profesional en el Instituto Geológico y Minero de España, no suponía que en algún momento de mi vida tendría que escribir estas palabras de agradecimiento. Llegar hasta aquí no ha sido casualidad, sino la consecuencia de un conjunto de momentos y circunstancias que me han ido dirigiendo, a veces sin yo saberlo, hasta una cierta madurez que ha hecho que tenga que tomar decisiones de diferente índole, entre éstas, continuar y avanzar en el aprendizaje y conocimiento de determinados aspectos que envuelven mi actividad profesional.

Una vez que tomé la decisión de realizar la tesis doctoral, se abrió un largo camino en el que suponía que tendría que ir adaptándome a las exigencias del reto, tal y como así ha sido. Muchos de los momentos vividos durante este camino han sido posibles sacrificando a mi familia y posiblemente otras opciones más lúdicas, pero el esfuerzo ha merecido la pena.

Bueno, después de este pequeño preámbulo, en primer lugar, quiero agradecer muy sinceramente a Marisol Manzano como directora de la tesis su dedicación, sugerencias y apoyo en todo momento. Su experiencia, conocimiento y profesionalidad han sido fundamentales para que haya podido realizar esta tesis. También quiero agradecer a mi compañero José Luis García-Aróstegui, codirector de la tesis, su dedicación, apoyo y visión de determinados temas que han sido también muy importantes para que este trabajo salga adelante.

Antes de continuar, quiero agradecer al Instituto Geológico y Minero de España, como Institución, donde trabajo desde hace 25 años, y a numerosos compañeros del IGME (es afortunadamente para mí una lista muy larga) el apoyo, colaboración y facilidades dadas a lo largo del tiempo para realizar muchas tareas, algunas indispensables para haber llegado hasta aquí. Es cierto que entre éstos tengo que agradecer especialmente a Ramón Aragón sus consejos y sugerencias en muchos aspectos, fruto de la experiencia, y a José Angel Sánchez su colaboración en todo lo que le he pedido. En ambos casos agradecer principalmente su amistad y apoyo desde hace muchos años.

Durante estos años de tesis he trabajado con mi amiga Lucía Ortega, ambos hemos ido apoyándonos en nuestros trabajos buscando un objetivo común, que gracias al esfuerzo y dedicación vamos a conseguir. Por tanto, es fundamental para mí agradecerle todo su trabajo y amistad.

Quiero también expresar mi gratitud a Emilio Custodio en la resolución de las dudas dentro del proyecto REDESAC en el que participé, sobre todo cuando empecé a estudiar la recarga, que finalmente ha sido una parte importante de esta tesis.

Quiero agradecer muy especialmente a Luis Ribeiro su acogida y los conocimientos adquiridos en geoestadística aplicada durante mi estancia en el IST de la Universidad de Lisboa. La aplicación de estos conocimientos ha sido una parte fundamental de la tesis.

Asimismo, quiero agradecer a Clemente Trujillo su colaboración en los trabajos iniciales en el acuífero de Alcadozo que al final han desembocado en la

realización de esta tesis. También agradezco a María Agudo, alumna en prácticas de la UMU, su colaboración en los trabajos de SIG y otras tareas fundamentales para la tesis. También me gustaría agradecer a Paco Gomariz y Paco Alonso su colaboración a la hora de resolver dudas sobre SIG y sus aplicaciones y a Luis Solis su colaboración en los aspectos de cartografía e hidrogeología. También agradezco su colaboración a Ignacio Genovés por resolverme dudas relacionadas con la planificación hidrológica en la zona de estudio. Además de estas personas, en el camino de esta tesis se han cruzado José Luis Molina, José Antonio Gómez y otros muchos amigos que me han dado su apoyo.

Se agradece a la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS), a la Confederación Hidrográfica del Tajo (CHT), a través del área del Trasvase Tajo-Segura y a la Agencia Española de Meteorología (AEMET) su disposición a facilitarme la información que en cada momento les solicitaba. Entre las diferentes personas con las que he tenido que contactar y que pertenecen a estas instituciones, quiero mostrar especialmente mi agradecimiento a los técnicos de la CHT en Peñas de San Pedro y La Roda, ya que sin su ayuda no hubiese sido posible realizar los trabajos en el interior del túnel de Talave.

A nivel local, me gustaría destacar la disponibilidad y facilidades dadas por los ayuntamientos de Alcadozo, Ayna, Bogarra, Liétor y Paterna del Madera a lo largo del desarrollo de la investigación. Concretamente ha sido muy importante la colaboración de Rafael (Liétor), Eladio (Bogarra), Josefina (Paterna del Madera) y Alfredo (Fontanar de las Viñas) en los trabajos realizados en las estaciones de muestreo de agua de lluvia.

Agradecer el trabajo de los diferentes laboratorios que han realizado los análisis físico-químicos e isotópicos, concretamente los laboratorios del IGME, CEDEX y de las universidades del País Vasco (UPV), Autónoma de Barcelona (UAB), Málaga (CEHIUMA) y Salamanca (USAL).

También quiero dar las gracias y dedicar este trabajo a mi familia; padres y madres, hermanos y hermanas, algunos de ellos algo alejados de nosotros, así como a mis amigos de corazón a los que agradezco su ánimo.

Finalmente, si hay determinadas personas a quien tengo y debo agradecer muy especialmente son aquellas que forman parte de mi vida diaria y que han sabido comprender mi esfuerzo y me han apoyado siempre que lo necesitaba, estas personas tan especiales son mi mujer Teresa y mis hijas Paula y Nuria. Siempre recordaré vuestros ánimos y sensibilidad para entender mi esfuerzo que no solo ha sido mío sino también vuestro.

RESUMEN

El incremento de las demandas de agua en regiones áridas y semiáridas y los escenarios de cambio climático que proyectan un paulatino descenso pluviométrico en nuestra latitud, aumentan el interés en estudiar adecuadamente todos los acuíferos existentes en una zona, incluso aquellos poco explotados y conocidos, y a evaluar los recursos que pueden aportar al conjunto del sistema hídrico. En este contexto, esta tesis doctoral ha tenido como objetivo general demostrar que el uso de múltiples técnicas de caracterización e investigación hidrogeológica a distintas escalas espaciales, y la integración de la información que aportan todas ellas, es una metodología contundente para generar un modelo conceptual sobre el funcionamiento de acuíferos carbonatados de grandes dimensiones de los cuales existe poca información. Otro objetivo principal ha sido avanzar en la integración de algunos métodos de cuantificación de la recarga con el fin de mejorar la confiabilidad de los valores que proporcionan, de la variabilidad espacial de los mismos y de la información sobre los procesos que la controlan.

El área de estudio es el acuífero de Alcadozo, que está localizado en el centro de la provincia de Albacete y es parte del dominio Prebético Externo de las Cordilleras Béticas. Con una superficie de 509 km², el acuífero es parte de la MASb Alcadozo, constituida por materiales del Jurásico (Dogger y Lías), Cretácico Inferior y Paleógeno. Las calizas y dolomías jurásicas constituyen las principales formaciones permeables sobre el impermeable de base regional, que es el Triásico, y forman el acuífero estudiado. Tectónicamente es una zona de pliegues y escamas. El clima es mediterráneo semiárido, salvo en su sector occidental, donde hay una marcada influencia continental. El relieve es accidentado (cotas entre 944 y 1577 m s.n.m.) y presenta un fuerte gradiente pluviométrico (600 mm en el O a 360 mm en el E) y termométrico (12 °C en el O a 17 °C en el E). Su principal eje de drenaje superficial es el río Mundo, un río de montaña mediterránea calcárea que es afluente del río Segura. La explotación de agua subterránea es mínima en la mayor parte de la MASb y sólo es algo relevante en la zona oriental, donde hay agricultura de regadío.

El objetivo general de la tesis se ha desglosado en varios objetivos particulares: definir el esquema regional del flujo de agua subterránea; cuantificar la recarga y conocer su distribución a escala regional, así como los rangos de incertidumbre de las estimaciones; caracterizar hidroquímica e isotópicamente las aguas subterráneas y superficiales, identificar las fuentes principales de solutos y deducir los procesos hidrogeoquímicos más relevantes a escala regional; analizar el impacto que tuvo la perforación del túnel de Talave sobre la red de flujo de agua subterránea y conocer la relación hidrodinámica actual con el macizo; elaborar un modelo hidrogeológico conceptual sobre el funcionamiento del acuífero y validarlo contrastándolo con modelación numérica del flujo de agua subterránea.

Para conseguir estos objetivos, la metodología de investigación ha consistido en la aplicación de diferentes técnicas de estudio (hidroquímicas, isotópicas, hidrodinámicas, estadísticas y de modelación numérica) a un conjunto de datos empíricos procedentes, principalmente, de trabajos de campo realizados específicamente para esta tesis (2010 a 2014), en segundo lugar, de la tesis de

maestría del autor (2008 a 2009) y, en menor medida, de estudios e informes previos (del Instituto Geológico y Minero de España, la Confederación Hidrográfica del Segura, Confederación Hidrográfica del Tajo y el Sindicato Central de Regantes del acueducto Tajo-Segura).

Para conocer la configuración de la red de flujo a escala regional y la ubicación y magnitud de las zonas de recarga y descarga se han usado datos hidrodinámicos (niveles y caudales) medidos en diferentes manantiales, sondeos y tramos del río Mundo, así como en los piezómetros y drenes relacionados con el túnel de Talave. Esos datos también han permitido caracterizar hidrodinámicamente los dos manantiales principales del acuífero, Ayna y Liétor. Se ha realizado un trabajo específico en el interior del túnel de Talave para localizar, muestrear y estimar las principales filtraciones de agua subterránea. Se ha estudiado la relación río Mundo-acuífero desde su origen hasta el embalse de Talave mediante balances diferenciales de agua, de masa de soluto (cloruro) y de actividad de radón.

La recarga de agua subterránea por lluvia ha sido estimada en condiciones estacionarias a escala subregional (cuenca hidrogeológica de los manantiales de Ayna y Liétor) y regional (acuífero) mediante los métodos de balance de agua en el suelo (BAS, modelado con el código Visual Balan) y balance de cloruro atmosférico (BMC) respectivamente. Se han calculado los intervalos de confianza (incertidumbre) asociados a los valores calculados y la consistencia de ambos métodos.

Para caracterizar hidroquímicamente las aguas superficiales y subterráneas se han tomado unas 150 muestras de agua de ríos, manantiales, pozos y sondeos y se han usado algunos datos históricos de la literatura. También se han muestreado las principales surgencias interiores del túnel de Talave (una sola vez). Para conocer la composición química del agua de lluvia y el aporte de solutos al agua subterránea por vía atmosférica, entre los años 2011 y 2014 se ha muestreado y analizado química e isotópicamente el agua de lluvia en 4 estaciones que cubren razonablemente toda la superficie del área de estudio. En todas las muestras de agua de cualquier procedencia se han analizado los componentes mayoritarios; en muchas muestras se ha analizado Br y en unas pocas Sr. Se ha evaluado la consistencia de los análisis y se ha identificado la existencia de una incertidumbre analítica significativa, aunque aceptable a los fines de la mayor parte de las elaboraciones realizadas. La identificación del impacto de la actividad agrícola se ha apoyado analizando en algunas muestras la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los datos se han estudiado con gráficos, análisis bivariante y multivariante (Análisis de Componentes Principales, ACP).

Para identificar las zonas de recarga y la procedencia de las líneas de flujo, en todas las muestras de agua de lluvia y en un amplio conjunto de muestras de agua subterránea se han analizado los isótopos estables de la molécula de agua (^{18}O y ^2H). En un grupo reducido de muestras se ha medido la actividad de tritio (^3H) para obtener información sobre los tiempos de permanencia del agua subterránea y la posible existencia de mezcla de líneas de flujo. La composición isotópica del agua de lluvia de la zona se ha contrastado con datos de diferentes estaciones nacionales de la red REVIP-AEMET-CEDEX.

Con los datos hidrodinámicos y de caudal se estableció un modelo hidrogeológico conceptual inicial de la MASb Alcazozo que permitió conocer la configuración regional del flujo, las principales formaciones permeables y su disposición en la estructura geológica. Los trabajos iniciales también aportaron algunos valores de recarga, descarga natural (concentrada y difusa), explotación de agua subterránea y coeficientes de agotamiento de los manantiales principales. Esta información muestra un acuífero con una elevada capacidad de regulación y con un balance hídrico equilibrado. A esta información se sumó después la recolectada y generada durante el estudio del túnel de Talave, que aumentó notablemente la información disponible para el diseño del modelo conceptual. El análisis de la evolución hidrodinámica temporal de las descargas de agua subterránea al túnel muestra que la relación acuífero-túnel está ya en equilibrio, y que las oscilaciones temporales dependen principalmente de la recarga estacional. De ese análisis se ha estimado un descenso del nivel piezométrico de entre 69 y 104 m en un amplio sector del acuífero debido a la construcción del túnel.

La cuantificación de la recarga a escala regional mediante BMC muestra una notable variabilidad espacial en las tasas de recarga, entre 20 y 243 mm/año, y coeficientes de variación entre 0,16 y 0,38. A escala subregional, los resultados obtenidos mediante BAS para las cuencas de Liétor y Ayna (calibrados con caudales de manantiales) han sido de 35 y 50 mm/año respectivamente, con coeficientes de variación de 0,49 y 0,36. Los resultados obtenidos a ambas escalas espaciales son consistentes entre sí. Se ha confirmado un sistema en régimen natural.

Las aguas de lluvia son de dos tipos químicos, $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ y $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-Mg}$. Presentan concentraciones pequeñas de los componentes principales del aerosol marino Cl y Na, cuyo único origen es el marino. Existe una gradiente positivo de la concentración de Cl en el aporte atmosférico de NO y N a E y SE. Los contenidos de SO_4 muestran una o más fuentes de sulfato, adicionales al aerosol marino, en el aporte atmosférico. Las fuentes potenciales son: la resuspensión de polvo litológico (afloramientos del Triásico), el aporte de polvo sahariano y de sulfuros de las emisiones del complejo industrial de Puertollano (a unos 170 km al O).

Las aguas subterráneas tienen mineralizaciones bajas y medias (valores de CE entre 300 y 900 $\mu\text{S/cm}$, pero más frecuentemente entre 400 y 600 $\mu\text{S/cm}$) y son de tipo $\text{HCO}_3\text{-CaMg}$ y $\text{HCO}_3\text{-MgCa}$, en coherencia con la litología dominante. En general, no presentan variaciones temporales significativas en su composición química. Una vez infiltrada en el terreno, la composición química del agua evoluciona por contacto con los minerales más abundantes del acuífero, calcita y dolomita. En zonas muy concretas del acuífero las aguas tienen la marca litológica de los sedimentos Triásicos, que afloran o subafloran puntualmente en el centro, y regionalmente en el O y SE. En el sector oriental del acuífero los excedentes de riego son también una fuente de agua y de solutos, incorporando al acuífero NO_3 . La composición química de siete muestras de agua tomadas en el interior del túnel de Talave muestra también el impacto de la recarga de excedentes de riego en esa zona, ya que todas tienen más NO_3 del atribuible al fondo natural (entre 14 y 30 mg/L). Las concentraciones de Sr y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un conjunto de

muestras seleccionadas son consistentes con este modelo conceptual: en la mayor parte del acuífero las aguas tienen la huella química e isotópica de los carbonatos (Jurásico), en puntos localizados tienen la huella de las evaporitas del Triásico y en muestras del sector oriental muestran una mezcla de las huellas de los carbonatos y los fertilizantes. El ACP ha confirmado los principales procesos responsables de la composición química del agua subterránea y de su distribución regional. La composición química de las aguas del río Mundo sugiere notable interacción río-acuífero y transferencia de la marca química del agua subterránea al río.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el agua de lluvia son consistentes, en general, con los de la línea meteórica media mundial (LMM; $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$), si bien una parte de las muestras está enriquecida en distinto grado por evaporación, lo que podría suponer valores originales algo más ligeros de los medidos. Los valores del exceso de deuterio indicarían que las precipitaciones más abundantes son de origen atlántico, pero el enriquecimiento evaporativo podría enmascarar una mayor contribución de lluvias de origen mediterráneo.

Las aguas subterráneas medidas tienen rangos amplios, entre -6,60 y -8,47 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -45,8 y -56,14 ‰ para el $\delta^2\text{H}$. Esto indica que la recarga se produce a distintas altitudes. El gradiente isotópico altitudinal estimado para el $\delta^{18}\text{O}$ con datos de manantiales y pozos someros es aproximadamente de -0,45 ‰/100 m, mayor que en otras zonas de estudio cercanas. Las lluvias tomadas durante cuatro años en tres estaciones con un rango de cotas de casi 600 m no muestran gradiente isotópico alguno, pero el conjunto de las aguas subterráneas analizadas sí muestra la impronta de un gradiente isotópico en la recarga que es consistente con el arriba mencionado. Esto sugiere que durante el periodo de observación han dominado las lluvias convectivas en vez de las frontales u orográficas, pero que a largo plazo dominan las segundas. Considerando válido dicho gradiente isotópico, la mayoría de las aguas subterráneas estudiadas, cuyas cotas de muestreo oscilan entre algo menos de 600 y algo más de 1400 m s.n.m., se habrían recargado en las zonas más altas del sistema, por encima de los 1200 m s.n.m. Las muestras de las filtraciones al túnel de Talave tienen dos rangos de cotas de recarga, uno por encima de los 1200 m s.n.m., consistente con los relieves más altos situados a unos 20 km al O del túnel, y otro algo más bajo, consistente con los relieves existentes en el entorno del túnel.

Todas las muestras de agua subterránea medidas tienen contenidos de ^3H que indican tiempos de residencia entre relativamente cortos y contemporáneos (entre $0,4 \text{ UT} \pm 0,2 \text{ UT}$ y $5,4 \pm 0,6 \text{ UT}$). El conjunto de los valores sugiere la existencia de dos partes relativamente diferenciadas en la red de flujo, una con flujos más rápidos y cortos, situados en zonas más altas, y otra con flujos de mayor extensión espacial y tiempo de residencia, situada en zonas más bajas. En cualquier caso, en el segundo grupo es factible que existan mezclas de líneas de flujo de distinto tiempo de permanencia. Las aguas filtradas al túnel son mezcla, en distintas proporciones, de líneas de flujo locales y subregionales.

La moderada mineralización general de las aguas subterráneas, la aparición de NO_3 en pozos agrícolas profundos y en las filtraciones al túnel de Talave y la

presencia de tritio contemporáneo en muchas muestras indican que las aguas subterráneas estudiadas tienen tiempos de permanencia en el sistema relativamente cortos. Dado que los espesores de zona no saturada son notables (10 m al O a >120 m al E), eso implica que la infiltración del agua de lluvia hasta la zona saturada es rápida e importante. Además, los isótopos y la química muestran una mayor relevancia de las mezclas verticales de la prevista inicialmente, singularmente en el sector oriental del acuífero. Aunque a escala regional domina la componente horizontal del flujo, la escala espacial de las líneas de flujo es más bien subregional, y localmente dominan incluso los flujos locales. Este modelo conceptual sobre el conjunto del acuífero podría referirse a la parte superior del mismo, bien por ser esta la zona más permeable y conductora del conjunto (donde tendría lugar el flujo activo y la renovación), o bien por ser donde se ubican los manantiales y quizás también la mayoría de los pozos y sondeos muestreados. Confirmar esta hipótesis queda pendiente para futuros trabajos.

La modelación numérica del flujo se ha realizado con el código MODFLOW. El modelo ha reproducido razonablemente el modelo conceptual, si bien es mejorable, especialmente en la definición de las condiciones de contorno. Una primera modelación en régimen permanente de las condiciones actuales proporciona niveles que se ajustan bastante bien a los observados, aunque algunos valores sugieren sectores con funcionamiento más complejo. Los balances zonales han sido coherentes con el balance hídrico de la MASb y reproducen adecuadamente los caudales observados ($R^2=0,97$). En un segundo modelo (también en régimen natural) se han simulado las condiciones previas a la construcción del túnel de Talave. Las isopiezas resultantes son coherentes con el previsible esquema de flujo regional, y los caudales de los principales manantiales muestran algunas diferencias significativas con los valores actuales. El análisis tentativo del impacto hidrogeológico del túnel muestra una buena relación entre los valores calculados y los valores históricos disponibles, salvo para el manantial de Liétor. Comparando ambos modelos, el descenso estimado de la superficie piezométrica en el sector oriental oscila entre 30 m y 190 m.

ABSTRACT

The increase of water demands in arid and semi-arid areas and the climate change scenarios that project a gradual decrease in rainfall in our latitude, augment the need to adequately study all aquifers in an area, even those little-exploited and known, and evaluate the resources they can contribute to the whole water resources system. In this context, the general objective of this thesis is to demonstrate that the use of multiple characterization techniques and hydrogeological research at different spatial scales, and the integration of the information they all contribute, is a conclusive methodology to establish solid conceptual models on large carbonate aquifers of which there is little information. Another main objective is to advance in the integration of recharge estimation methods in order to improve the reliability of the values they provide, their spatial variability, and the information on the processes involved.

The study area is the Alcadozo aquifer, which is located in the centre of the Albacete province and is part of the External Prebetic domain of the Betic Range. With an area of 509 km², the aquifer is part of the Alcadozo Groundwater Body (GWB), which is formed by Jurassic (Dogger and Lias), Lower Cretaceous and Paleogene materials. The Jurassic limestones and dolomites constitute the main permeable formations, which overlay low-permeability Triassic materials and form the aquifer studied. The area is characterized by a complex geologic structure consisting of a succession of folds and thrusts. The climate is semi-arid Mediterranean except in the western sector, where there is a marked continental influence. The relief is rugged (altitude between 944 and 1577 m a.s.l.) and display strong rainfall (600 mm to 360 mm from W to E) and temperature gradients (12 °C in the W to 17 °C in the E). The Mundo River is the main surface drainage axis. It is a calcareous Mediterranean mountain river and a tributary of the Segura River. Groundwater is almost unexploited in most of the GWB except in the eastern area, where there is irrigated agriculture.

The general objective of the thesis has been split into several specific objectives: to define the regional groundwater flow; to estimate recharge rates and their spatial distribution at regional scale, as well as the uncertainty ranges of the estimates; to characterize groundwater and surface water hydrochemical and isotopic composition; to identify the main solute sources and deduce the most relevant hydrogeochemical processes at regional scale; to analyse the hydrodynamic impact that drilling of the Talave tunnel had on the groundwater flow and to know the current hydrodynamic relationship with the rock massif; to develop a conceptual hydrogeological model on the functioning of the aquifer and to validate it with groundwater flow numerical modeling.

The methodology used to achieve these objectives consisted in the application of different study techniques (hydrochemical, isotopic, hydrodynamic, statistical and numerical modeling) to empirical data mainly generated from field works carried out specifically for this thesis (2010 to 2014), and also taken from the Master Thesis of the author (2008 to 2009) and from previous studies and reports of different organizations (Geological Survey of Spain, Segura River Water Authority, Tagus River Water Authority and Tagus-Segura Aqueduct Irrigators Authority).

Spring and river flow rates and borehole and wells piezometric levels have been used to know the groundwater flow network pattern at regional scale, the magnitude of recharge and the location of recharge and discharge areas. Those data also allowed understanding the hydrodynamic behaviour of the two main outlets of the aquifer, the Ayna and Liétor springs. A particular survey was carried out in the Talave tunnel to locate and sample the main groundwater leaks inside the tunnel. The relationship between the Mundo River and the aquifer has been studied by means of water balances, chloride mass balances and radon activity balances.

Interannual recharge to the aquifer has been estimated for the Ayna and Liétor springs catchments by modelling the Soil Water Balance (SWB), and for the whole aquifer surface by Atmospheric Chloride Mass Balance (ACMB). The confidence intervals of the recharge values have also been estimated, as well as the consistency of both methods.

To perform the hydrochemical and isotopic studies, some 150 water samples have been collected from rivers, springs, wells, boreholes and the main leaks inside the Talave tunnel. To study the supply of atmospheric solutes to the aquifer, rain water has been collected between years 2011 and 2014 in four rain stations. Major solute components have been analysed in all the water samples; Br has been measured in many samples and Sr has been measured in a selected set of samples. The internal consistency of chemical analyses has been evaluated and a significant uncertainty has been found, but it is acceptable for the purpose of most of the elaborations performed. The study of the impact of agricultural activities in groundwater chemistry has been supported with the measurement of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in a selected set of samples. The chemical data have been studied by means of graphics, bivariate and multivariate analysis (Principal Component Analysis, PCA).

To identify the main recharge areas the two stable isotopes of water, ^{18}O and ^2H , have been measured in all the rain water samples and most of the groundwater samples. To get information on groundwater residence time and the possible existence of mixing conditions, tritium activity has been measured in a set of selected samples. The isotopic composition of rain water in the area has been contrasted by comparison with the composition of rain water in several stations of the REVIP/AEMET/CEDEX network.

The first piezometric and spring flow rate data allowed to establish a preliminary conceptual model of the Alcadozo GWB, which informed about the regional groundwater flow pattern, the main permeable geological formations and their location within the geological structure. The first works also provided some values on recharge and discharge rates, groundwater exploitation, and depletion coefficients of the main springs. This information showed that the aquifer has a notable regulation capacity and its balance is equilibrated. The information available was later augmented with the many reports and data collected and generated during the study of the Talave tunnel, which contributed notably to the review and final design of the aquifer's conceptual model. The study of the temporal evolution of the tunnel discharge shows that the tunnel is already in equilibrium with the aquifer. Their analysis suggests that the piezometric drawdown produced by the drilling could be between 69 and

104 m, and that it affected to a wide area in the central and eastern sector of the aquifer.

Recharge quantification at aquifer scale by CMB shows a notable spatial variability between 20 and 243 mm/yr, with variation coefficients between 0.6 and 0.38. At subregional scale, modeling the SWB for the Ayna and Liétor springs catchments provided recharge values of 35 and 50 mm/yr, respectively, with variation coefficients of 0.49 and 0.36. The results obtained at the two spatial scales are consistent. This confirmed that the aquifer is under natural conditions.

Rain water is of the Mg-HCO_3 and $\text{Mg-HCO}_3\text{SO}_4$ $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ y $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-Mg}$ chemical types. They have small contents of the two main components of marine aerosol, Na and Cl. Seawater is their only origin. A positive gradient of the Cl content in the atmospheric supply has been observed from NO and N to SE and E. The SO_4 contents point to one or more sources in addition to the marine one. The potential sources of SO_4 are: resuspension of lithological dust, supply of Sahara dust, and supply of sulphide particles from the Puertollano industrial area (some 170 km to the O of the study site).

Groundwater has low to medium mineralization values (EC between 300 and 900 $\mu\text{S/cm}$, but most frequently between 400 and 600 $\mu\text{S/cm}$) and shows two very close chemical types, CaMg-HCO_3 and MgCa-HCO_3 , which are consistent with the main lithology. Quite locally some spring and borehole samples have the chemical signature of the Triassic sediments, which crop out locally in the centre of the area and to the W and SE. In the eastern sector of the aquifer, including the leaks to the Talave tunnel, groundwater has agricultural NO_3 . In most of the area groundwater composition does not show temporal changes. The Sr contents and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values supports the conceptual model of the hydrochemistry origin: in the major part of the aquifer groundwater has the chemical signature of the Jurassic carbonates; in a few localized sites it has the signature of the Triassic evaporates, and in the eastern sector it shows the signature of a mixture between carbonates and fertilizers. The results of the PCA confirmed the main processes responsible of groundwater chemical composition and its regional distribution. The chemical composition of the Mundo River suggests a notable interaction with the aquifer, with produces a transfer of the aquifer composition to the river water.

The $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ values of rainwater are consistent, in general, with the mean meteoric water line, although some samples are enriched by evaporation and their original values could be somewhat lighter than measured. The deuterium excess values point to a dominance of the Atlantic-origin precipitations, though the evaporative enrichment could mask a more relevant than observed Mediterranean contribution.

Groundwater shows wide isotopic ranges, between -6.60 and -8.47 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -45.8 and -56.14 ‰ for $\delta^2\text{H}$, which points to recharge at different heights. The $\delta^{18}\text{O}$ altitudinal isotopic gradient estimated with spring and hand-dug wells is around 0.45 ‰/100 m, larger than in other close areas. Rain samples collected during four years in three stations with an altitude range of almost 600 m do not show any isotopic gradient. However, the groundwater samples show the existence of an isotopic gradient in recharge water similar to

the one mentioned above. This is suggesting that convective precipitations could have dominated during the study period while frontal precipitations dominate in the long term. Assuming valid the above mentioned gradient, most of the groundwater samples taken between 600 and 1400 m a.s.l. would have recharged above 1200 m a.s.l. The samples of the Talave tunnel show two recharge zones, one above 1200 m a.s.l., compatible with an area located 19 km to the O of the tunnel, and another one lower, consistent with the topographic levels around the tunnel.

The measured tritium contents (between $0.4 \text{ UT} \pm 0.2 \text{ UT}$ and $5.4 \pm 0.6 \text{ UT}$) indicate short residence times, with some samples compatible with contemporary recharge. The set of values belong to two zones of the groundwater flow network: the samples of the highest springs and wells are from a zone with rapid and short flow lines; the samples of the lowest springs and wells show somewhat longer flow lines and residence times. The second group could represent mixtures of groundwater lines with different residence times. Groundwater leaking to the Talave tunnel is mixtures of local and subregional flow lines.

The general moderate mineralization of groundwater, the presence of agricultural NO_3 in deep wells of the E part of the aquifer and in the leaks to the Talave tunnel, and the presence of contemporary tritium in most of the samples indicate that the studied groundwater have rather short residence times. Given that the thickness of the unsaturated zone is relevant (from 10 m to the O to >120 m to the E), this implies that rainwater infiltration to the saturated zone is a relevant and fast process. Moreover, the isotopic and chemical composition a most relevant role to vertical mixtures than expected, especially in the eastern part of the aquifer. This means that even though at regional scale the main component of groundwater flow is the horizontal one, the magnitude of the flows is subregional rather than regional, and local flows can dominate in particular zones. Given the large thicknesses of the Jurassic formations, this conceptual model could be related to the upper part of the aquifer and not to the whole aquifer. This could be explained in two ways: by the existence of a more permeable and conductive zone in the upper part, where the active flow and renovation would take place; by the fact many wells are not fully penetrants and many springs have small catchments. However, to check these hypothesis remain pending for a future study.

The modeling of groundwater flow has been performed with MODFLOW. The model has reproduced reasonably the main features of the conceptual model, but it has to be improved. A first model of the present day situation in steady state conditions provided piezometric levels close to the observed ones, though in some areas the values suggest a more complex behaviour. The water balances performed by zones agree quite well with the balances estimated by other methods, and the modelled springs flow rates approach the observed ones ($R^2=0.97$). A second model simulated the situation before the drilling of the Talave tunnel. The piezometric levels modelled are consistent with the expected regional flow pattern, and the springs flow rates are larger than the present day ones. However, those flow rates are consistent with the few historical data available, with the exception of the Liétor spring. A tentative analysis of the possible impact of the drilling shows that the piezometric drawdown produced

by the tunnel in the oriental part of the aquifer could have been between 30 and 190 m.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
1.1. Objetivos de la tesis.....	8
2. METODOLOGÍA.....	13
2.1. Recopilación de antecedentes y del estado del arte metodológico	13
2.2. Infraestructura hidrogeológica y diseño de la red de control	14
2.3. Toma de muestras y de datos en campo y análisis de laboratorio	14
2.4. Técnicas de estudio utilizadas.....	22
3. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	29
3.1. Contexto geográfico de la MASb Alcadozo	29
3.1.1. Situación	29
3.1.2. Climatología.....	30
3.1.3. Usos del suelo	35
3.1.4. Cuenca hidrográfica.....	38
3.2. Contexto geológico y estructural de la MASb Alcadozo	43
3.2.1. Geología regional.....	43
3.2.2. Estratigrafía y mineralogía	44
3.2.3. Tectónica	48
4. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL PREVIO.....	55
4.1. Geometría de la MASb Alcadozo e incertidumbres	55
4.2. Formaciones y sectores acuíferos. Comportamiento hidrogeológico	57
4.3. Piezometría y flujo subterráneo	59
4.4. Recarga a la MASb Alcadozo.....	64
4.5. Descarga de la MASb Alcadozo	69
4.5.1. Descarga natural concentrada. Caracterización hidrodinámica de los manantiales de Ayna y Liétor	69
4.5.2. Descarga natural difusa al río Mundo	71
4.5.3. Descarga al túnel de Talave	73
4.5.4. Descarga por explotación de agua subterránea	74
5. APORTACIONES DE LA HIDROQUÍMICA Y DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DEL ACUÍFERO.....	79
5.1. Objetivos específicos del estudio hidroquímico e isotópico.....	79

5.2. Caracterización química de las fuentes de solutos para el agua subterránea en la zona de estudio	79
5.2.1. Fuentes atmosféricas y su composición	79
5.2.2. Fuentes litológicas	82
5.2.3. Fuentes antrópicas y su composición	85
5.2.4. Síntesis de fuentes de solutos en la zona de estudio	86
5.3. Composición química de las aguas subterráneas y superficiales y su origen	87
5.3.1. Facies hidroquímicas, distribución espacial y variabilidad temporal	87
5.3.2. Información adicional que aporta el estudio de los diagramas de Piper y Schöeller-Berkaloff	95
5.3.3. Relación entre hidroquímica y temperatura del agua.....	96
5.3.4. Información que aporta el Análisis de Componentes Principales	103
5.3.5. Identificación de áreas de interacción agua subterránea-agua superficial en el río Mundo	111
5.4. Contribución de los isótopos estables (^{18}O y ^2H) y el tritio (^3H) al conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de la MASb Alcadozo.....	117
5.5. Contribución de los isótopos de estroncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ al conocimiento de procesos naturales y antrópicos.....	124
5.6. Modelo conceptual sobre los procesos responsables de la composición química regional de las aguas subterráneas y superficiales	127
6. EVALUACIÓN DE LA RECARGA AL ACUÍFERO MEDIANTE MODELACIÓN NUMÉRICA DEL BALANCE HÍDRICO, BALANCE DE SOLUTOS Y HERRAMIENTAS SIG	133
6.1. Objetivos específicos del cálculo de la recarga	133
6.2. Técnicas de estudio aplicadas al cálculo de la recarga	133
6.2.1. Balance de agua en el suelo. Uso del programa Visual Balan	133
6.2.1.1. Estimación de la recarga a escala de subcuenca (manantiales de Ayna y Liétor)	140
6.2.2. Balance de cloruro atmosférico	148
6.2.2.1. Estimación de la recarga a escala regional (MASb Alcadozo).....	152
6.2.3. Evaluación de la incertidumbre y análisis de sensibilidad.....	159
6.3. Comparación de los valores de recarga obtenidos con distintos métodos e intervalos de confianza.....	160
6.4. Balance hídrico de la MASb Alcadozo.....	161
7. EL PAPEL DEL TÚNEL DE TALAVE EN EL FUNCIONAMIENTO DE LA MASb ALCADOZO.....	165

7.1. Origen y justificación del túnel. Marco administrativo	165
7.2. Problemática constructiva relacionada con el túnel.....	166
7.2.1. Complejidad jurídica relacionada con el túnel.....	169
7.3. Geometría y características constructivas del túnel	171
7.4. Geología del túnel	173
7.4.1. Marco geológico regional.....	173
7.4.2. Perfil geológico e hidrogeológico del túnel.....	177
7.5. Caracterización hidrodinámica del túnel	181
7.5.1. Estudio de la relación hidrodinámica entre el acuífero y el túnel de Talave y del volumen de agua subterránea filtrado.....	194
7.6. Contribución de la hidroquímica al conocimiento del flujo regional en torno al túnel.....	196
7.7. Contribución de los isótopos estables (^{18}O y ^2H) y el tritio (^3H) al conocimiento del flujo regional en torno al túnel.....	209
7.8. Integración de la información adquirida al conocimiento de la MASb. Implicaciones hidrogeológicas.....	222
8. MODELACIÓN NUMÉRICA DEL FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA	231
8.1. Descripción somera del código numérico usado	231
8.2. Modelo hidrodinámico conceptual	233
8.3. Características del modelo numérico	235
8.3.1. Discretización espacial y temporal.....	236
8.3.2. Condiciones de contorno y parámetros hidráulicos	239
8.3.3. Información piezométrica	241
8.3.4. Recarga al acuífero.....	244
8.3.5. Descarga por manantiales, al río y drenaje al túnel de Talave	245
8.3.6. Explotación por bombeo	246
8.4. Modelación del flujo de agua subterránea	246
8.4.1. Diseño y simulación de escenarios.....	246
8.5. Discusión del modelo numérico	258
9. CONCLUSIONES.....	263
9.1. Propuesta de futuros trabajos y líneas de investigación.....	268
REFERENCIAS	273
ANEXOS	293

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Localización de los principales manantiales, sondeos y estaciones de muestreo de agua de lluvia utilizadas en el estudio. Se identifican la traza del túnel de Talave (trazo discontinuo), los piezómetros del túnel y las filtraciones de agua subterránea muestreadas. Se indican los núcleos de población (color rojo) y pedanías (color rojo), cuencas hidrográficas (color negro y en mayúscula), MASb (color negro y cursiva grande), acuíferos (color negro y cursiva pequeña) y el río Mundo y sus principales cauces tributarios (color azul) en el área de estudio.	15
Figura 2.2. Detalle de la medida del nivel piezométrico en algunos sondeos del área de estudio.	16
Figura 2.3. Detalle de a) sección de aforo en el manantial de Liétor, b) área de descarga del manantial de Ayna y c) escala limnimétrica situada en la sección principal de medida del manantial de Ayna.	17
Figura 2.4. Detalle del conductivímetro utilizado en campo durante el proceso de calibración previo a la toma de datos (izqda.) y medida de la CE, T y pH utilizando célula de flujo continuo (dcha.).	20
Figura 2.5. Detalle del contador digital FAT Z400 descargando datos al ordenador (izqda.) y sensor OTT-CTD instalado en la salida principal del manantial de Liétor. ...	22
Figura 2.6. Detalle de a) boca de entrada al túnel de Talave (Los Anguijes), b) boca de salida del túnel de Talave (Liétor) y c) aforo realizado en el interior del túnel (octubre de 2014). Todas las fotografías fueron tomadas en situación de no trasvase de agua entre las demarcaciones hidrográficas del Tajo y Segura.	25
Figura 3.1. Mapa de situación y base topográfica de la MASb Alcadozo (070.003) en la Demarcación Hidrográfica del Segura, con la localización de los principales núcleos de población, límites entre términos municipales y red hidrográfica. (Fuente: Anejo 12. Fichas de caracterización adicional de las masas de agua subterránea, Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura para el periodo 2009-2015; CHS, 2014a).	29
Figura 3.2. Mapa digital del terreno y red hidrográfica en el contexto geográfico del área de estudio (Fuente: elaboración propia tomando los datos del IGN en http://www.ign.es/web/ign/portal/cbg-area-cartografia y de la CHS en https://www.chsegura.es/chs/cuenca/resumendedatosbasicos/redfluvial).	30
Figura 3.3. Distribución espacial de la precipitación y la temperatura medias anuales en la MASb Alcadozo para el periodo 1989-2014. Han sido calculados con datos de las estaciones termo-pluviométricas de Paterna del Madera y Liétor y pluviométrica de Bogarra.	31
Figura 3.4. Distribución espacial del índice de aridez en el conjunto de la Demarcación Hidrográfica del Segura. El área de estudio se ha enmarcado con línea discontinua. (Fuente: modificado de CHS, 2016).	32
Figura 3.5. Series temporales de precipitación anual (barras azules), precipitación media interanual (línea intermitente negra), media móvil para intervalos de 2 años (línea de puntos negros) y media móvil para intervalos de 5 años (línea intermitente roja) en las estaciones climatológicas de la AEMET en Bogarra y Liétor-CHS para el periodo 1989/90-2013/14.	33

Figura 3.6. Evolución de la precipitación media anual (arriba) y de la precipitación media acumulada (abajo) en la cabecera de los ríos Segura y Mundo. (Fuente: https://www.chsegura.es/chs/cuenca/redesdecontrol/estadisticashidrologicas).	35
Figura 3.7. Distribución espacial de los tipos de suelo en la MASb Alcadozo (070.003). Se ha incluido en la leyenda los códigos y tipo de suelo (orden) aflorantes en la MASb. (Fuente: modificado de Anejo 12. Fichas de la caracterización adicional de las masas de agua subterránea, PHDS 2015-2021; CHS, 2016).	36
Figura 3.8. Detalle de algunas superficies de regadío vinculadas a la UDA 07 (arriba) y a la UDA 08 (abajo) dentro de la MASb. Se muestran superficies de regadío dotadas con agua subterránea al oeste del túnel de Talave en la finca del Cortijo de Trifillas (UDA 07) y con agua superficial cerca de la localidad de Ayna y el cauce del río Mundo (UDA 08). (Fuente: Planos del Anejo 3. Usos y Demandas-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).	37
Figura 3.9. Distribución espacial de los usos del suelo en la MASb Alcadozo. (Fuente: modificado de Anejo 12. Fichas de la caracterización adicional de las masas de agua subterránea-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).	38
Figura 3.10. Ámbito territorial de la Demarcación Hidrográfica del Segura (Fuente: CHS, 2016).	39
Figura 3.11. Distribución espacial de la precipitación media (mm), evapotranspiración real total (mm/año), escorrentía total media (mm/año) y recarga total media (mm) anuales en la DHS para el período 1980/81-2011/12. El área de estudio se ha enmarcado con línea discontinua. (Fuente: modificado del PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).	40
Figura 3.12. Situación de las 14 zonas hidráulicas en la demarcación hidrográfica del Segura (fig. superior) y masas de agua superficial-categoría de ríos naturales (fig. inferior) relacionados con la MASb Alcadozo (enmarcadas para su identificación) (Fuente: modificado del Anejo 12. Caracterización de las masas de agua superficial de la demarcación hidrográfica del Segura-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).	42
Figura 3.13. Situación de las zonas de protección (LIC) en la MASb Alcadozo. Se ha enmarcado para su identificación el área ocupada aproximadamente por el LIC (Fuente: modificado de Anejo 4. Zonas de protección de hábitats o especies de la demarcación hidrográfica del Segura-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).	43
Figura 3.14. Situación del área de estudio (enmarcada con línea discontinua) en el contexto geológico de las Cordilleras Béticas. (Fuente: Vera, 2004).	44
Figura 3.15. Detalle de las litologías principales existentes en la serie estratigráfica entre el Triásico y el Jurásico. (Fuente: realizado a partir del estudio del IGME-CHS, 2009).	47
Figura 3.16. Mapa geológico del área de estudio (MASb Alcadozo). Se indican los cortes geológicos mostrados en la Figura 3.17 tomados de la cartografía MAGNA (hoja 841-Alcaráz; hoja 842-Liétor). (Fuente: elaborado por el autor con información procedente de la base de datos de cartografía geocientífica del IGME disponible en http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es).	50
Figura 3.17. Cortes geológicos correspondientes a las secciones planteadas en las hojas geológicas nº 842-Liétor (I-I'; II-II'; III-III') y nº 841-Alcaráz (IV-IV'; V-V'). (Fuente: disponible en la base de datos de cartografía geocientífica del IGME http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es)	51

Figura 4.1. Límites de la MASb Alcadozo considerados en este estudio (CHS, 1988; PHCS 2009-2015; CHS, 2014a) y propuesta de modificación incorporada en la revisión del PHCS (periodo 2015-2021) (Fuente: Anexo II del anejo 12-Modificaciones de masas de agua subterránea y acuíferos en el PHDS 2015-2021; CHS 2016).....	56
Figura 4.2. Definición de nuevos sectores en la MASb Alcadozo (CHS, 2014b).	59
Figura 4.3. Mapa hidrogeológico del sector meridional de la MASb Alcadozo y localización de los cortes geológicos. Las figuras se han editado para facilitar su comprensión. La descripción de los materiales está incorporada en la leyenda de la Figura 4.4 (Fuente: IGME-CHS, 2009).	60
Figura 4.4. Cortes hidrogeológicos planteados en la Figura 4.3 correspondientes al sector meridional de la MASb Alcadozo. El punto 243360007 (nomenclatura IGME) en el corte I-I' corresponde al manantial de Ayna; en el corte II-II' el punto 243360010 corresponde al manantial de Alcadima; y en el corte IV-IV' el punto 243370036 corresponde al manantial de Liétor (Fuente: IGME-CHS, 2009).	61
Figura 4.5. Mapas piezométricos de la MASb Alcadozo. (A) Hipótesis en régimen no influenciado. (B) Correspondiente al año 2009. (C) Correspondiente al periodo 2010-2014. En los mapas (B) y (C) se indican los puntos de control utilizados para su trazado. El mapa (A) ha sido tomado de IGME-DGA (2012).	63
Figura 4.6. Resultados del modelo de balance de agua en el suelo (BAS). Valores medios de las diferentes componentes del balance hídrico (arriba) y detalle del ajuste entre los caudales calculados por Visual Balan y los caudales medidos (abajo) en el manantial de Ayna.	66
Figura 4.7. Resultados del modelo de balance de agua en el suelo (BAS). Valores medios de las diferentes componentes del balance hídrico (arriba) y detalle del ajuste entre los caudales calculados por Visual Balan y los caudales medidos (abajo) en el manantial de Liétor.	67
Figura 4.8. Situación de los tramos de descarga probable de agua subterránea al río Mundo entre la confluencia del Arroyo de Bogarra y río Mundo y el embalse de Talave. (Fuente: modificado de MOP-DGOH-SGOP, 1988).	72
Figura 4.9. Localización del tramo aforado en mayo de 2009 en las inmediaciones de la localidad de Ayna, incremento de caudal de descarga estimado y volumen probable de descarga difusa de agua subterránea desde la MASb Alcadozo y la MASb de Pliegues Jurásicos al río Mundo (Hornero, 2010).	73
Figura 4.10. Localización del área de estudio, río Mundo y tributarios principales. Se identifican también los límites de las MASb Alcadozo y Pliegues Jurásicos del Mundo y la situación del embalse de Talave. (Fuente: Ortega et al., 2015).	74
Figura 5.1 Diagrama de Piper de las aguas de lluvia tomadas en Bogarra (BO), Liétor (L), Fontanar de las Viñas (FV) y Paterna del Madera (PM) entre enero de 2011 y diciembre de 2014, integradas en muestras semestrales.	80
Figura 5.2 Diagramas de Schöeller-Berkaloff mostrando las envolventes de la composición de la lluvia en Bogarra (B), Liétor (L) y Fontanar de las Viñas (FV) entre enero de 2011 y diciembre de 2014, y en Paterna del Madera (PM) entre enero y diciembre de 2014.	83
Figura 5.3 Relación entre el contenido de Cl y el cociente Cl/Br (molar) en las muestras estudiadas de agua subterránea, agua superficial, embalse de Talave, túnel de Talave	

y agua de lluvia en el área de estudio. Como referencia, se muestra el valor de la relación Cl/Br en aguas de origen marino. Las distintas aguas se han agrupado en base al origen común de su salinidad. La identificación de las muestras se puede ver en la Tabla A.1.1.....	85
Figura 5.4 Relación entre los contenidos de SO_4 y NO_3 en las muestras de agua subterránea, ríos, embalse de Talave y túnel de Talave estudiadas. Las flechas indican las tendencias relacionadas con las principales fuentes de SO_4 y NO_3 en el área de estudio. Se identifican algunas muestras significativas relacionadas con los procesos comentados en el texto.....	86
Figura 5.5. Relación entre la conductividad eléctrica (CE) y la altitud del manantial (cota de surgencia) o sondeo (cota del nivel piezométrico) en la MASb Alcadozo. La flecha indica la tendencia general de evolución de la mineralización del agua.....	89
Figura 5.6. Diagramas de Stiff modificados de las siguientes muestras: aguas subterráneas tomadas para este trabajo en la MASb Alcadozo (periodo 2008-2013; solo se muestra un análisis por punto) y en el túnel de Talave (2014); aguas superficiales tomadas en el río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave (2013); muestras históricas de agua subterránea de las MASb Pliegues Jurásicos, Calar del Mundo, Fuente Segura Fuensanta y Segura-Madera-Tus (sector SO del mapa), tomadas de IGME-DGOH (2001).	90
Figura 5.7. Relación entre la concentración de cloruro y la altitud del manantial (cota de surgencia) y sondeo (cota del nivel piezométrico) en la MASb Alcadozo.	91
Figura 5.8. Relación entre los contenidos de Cl y de Na en las aguas superficiales y subterráneas estudiadas.	92
Figura 5.9. (A) Comparación de los desequilibrios entre las cargas de Ca+Mg frente a las de SO_4+HCO_3 y entre las cargas de Na+K frente a las de Cl en las aguas estudiadas. (B) Errores de balance iónico en los análisis (%) frente a los valores de CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$).	93
Figura 5.10. Valores de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ ($r=\text{meq}/\text{L}$) frente a los contenidos de Cl (mg/L) en aguas subterráneas, aguas superficiales y aguas de lluvia recogidas en las estaciones de Liétor (L), Bogarra (B), Fontanar de las Viñas (FV) y Paterna del Madera (PM). Las muestras integradas de agua de lluvia corresponden a los 8 semestres (2011-2014) comprendidos en el periodo de estudio; se ha indicado el número de orden de semestre después de la letra que identifica la estación.	94
Figura 5.11. Diagramas de Piper de las muestras de (A) agua subterránea y (B) agua superficial tomadas para este trabajo. Las flechas negras indican tendencias evolutivas causadas por los procesos principales que se mencionan.	97
Figura 5.12. Diagramas de Schöeller-Berkaloff mostrando la composición química de (A) las aguas de lluvia (las cuatro estaciones; 24 muestras), (B) las aguas superficiales (río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave; 17 muestras), (C) las aguas subterráneas con $\text{SO}_4>\text{Cl}$ (70 muestras) y (D) las aguas subterráneas con $\text{SO}_4<\text{Cl}$ (34 muestras) tomadas para este trabajo entre 2008 y 2014 (ver tablas A.4.1; A.4.2; A.4.3 y A.4.5).	98
Figura 5.13. Relación entre la temperatura del agua medida en los manantiales y su altitud en el punto de descarga. La recta representa el gradiente termométrico altitudinal local obtenido a partir de los datos de las estaciones climatológicas de la	

Tabla 5.2. Los números indican los manantiales comentados en el texto (ver identificación en la Tabla A.1.1).....	100
Figura 5.14. Relación entre la temperatura del agua subterránea medida en campo (manantiales y sondeos) y la altitud del manantial (cota de surgencia) o sondeo (cota del nivel piezométrico). La flecha indica la tendencia principal de evolución, que está mejor definida para los manantiales.....	101
Figura 5.15. Relación entre la temperatura del agua tomada en campo y las concentraciones de HCO_3 (A), Ca (B), Mg (C) y la relación Mg/Ca (molar) (D), y entre la altitud y las concentraciones de HCO_3 (E), Ca (F), Mg (G) y la relación Mg/Ca (molar) (H) en los manantiales y sondeos muestreados en el área de estudio. Las flechas indican las tendencias de evolución observadas con mayor o menor claridad.	103
Figura 5.16. Contribución relativa de cada variable inicial a la composición de los cuatro primeros componentes principales calculados con ANDAD (CVRM, 2000) para las muestras seleccionadas del área de estudio.	105
Figura 5.17. Proyección de las variables iniciales sobre el plano formado por las componentes principales 1 y 2 (izquierda) y el formado por las componentes 1 y 3 (derecha). Se indican los principales procesos explicados en el texto (flechas) y las variables relacionados con estos procesos (englobadas en línea discontinua).	106
Figura 5.18. Proyección de las variables iniciales y de las contribuciones de las componentes CP1 y CP2 a las muestras de agua subterránea y agua superficial sobre el plano formado por las dos primeras componentes principales.....	106
Figura 5.19. Distribución espacial de la contribución de la CP1 (aumento regional de la mineralización) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las masas de agua subterránea y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad por el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se han subrayado los nombres de MASb/acuíferos).	107
Figura 5.20. Distribución espacial de la contribución de la CP2 (disolución débil de carbonatos cálcicos y cálcico-magnésicos) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las MASb y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad con el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se ha subrayado los nombres de MASb/acuíferos).	109
Figura 5.21. Distribución espacial de la contribución de la CP3 (contaminación agrícola) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las masas de agua subterránea y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad con el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se han subrayado los nombres de MASb/acuíferos).	110
Figura 5.22. Distribución espacial de la contribución de la CP4 (aguas en contacto con sulfatos magnésicos y cálcicos del Triásico) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las masas de agua subterránea y	

acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad con el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se han subrayado los nombres de MASb/acuíferos).....	112
Figura 5.23. Comparación de los contenidos de SO_4 y Mg (izquierda) y de SO_4 y Ca (derecha) en las muestras superficiales y subterráneas estudiadas. Se han identificado las muestras que en la Figura 5.22 tienen los valores más altos de la CP4. Esas muestras son las que presentan una mayor vinculación entre los contenidos de SO_4 , Mg y Ca, lo que indica una fuente litológica común para los tres solutos en las mismas. Esa fuente debe estar en los materiales del Triásico.	112
Figura 5.24. Localización de las MASb (en negrita y subrayado) y acuíferos (en rojo y subrayado; trama azul: acuíferos del Jurásico; trama verde: acuífero del Cretácico) en la cuenca del río Mundo. Se indica el cauce del río Mundo, los principales arroyos o ramblas y los manantiales o sondeos comentados en el texto (en azul claro).....	114
Figura 5.25. Evolución de la contribución de las componentes principales CP1, CP2 y CP3, caudales (julio de 2013) y concentraciones de los iones mayoritarios en las aguas muestreadas en las diferentes estaciones a lo largo del cauce del río Mundo.	115
Figura 5.26. (A) Relación entre los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea (sondeos y manantiales) y la lluvia de estaciones situadas en la MASb Alcadozo y en estaciones seleccionadas de la red GNIP-IAEA y REVIP-CEDEX (Barcelona, Madrid, Ciudad Real y Murcia). Todos los valores están ponderados por la cantidad de lluvia. (B) Situación de las estaciones GNIP-IAEA y REVI-CEDXEP usadas como referencia para el área de estudio. (C) Relación entre los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua de lluvia en las estaciones medidas en la MASb Alcadozo. LMM: línea meteórica media mundial.	118
Figura 5.27. Relación entre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud en las muestras de agua subterránea y de agua de lluvia estudiadas en el área de estudio. Se indica el valor de la recta isotópica altitudinal deducida a partir de muestras de manantiales y sondeos excavados, que es la usada para el estudio de las zonas de recarga más probables, y la deducida a partir de las lluvias medias anuales ponderadas, que no representa la distribución de valores medidos en las aguas subterráneas. También se indican los rangos de altitud de recarga más y menos confiables en función del descarte de muestras evaporadas.	120
Figura 5.28. Contenido ponderado anual de ^3H en agua de lluvia correspondiente a las estaciones de Madrid, Ciudad Real y Murcia para el periodo 2000-2016 (datos de la red REVIP-AEMET-CEDEX) y contenido de ^3H en las muestras de agua subterránea muestreadas en 2008 y 2012.	121
Figura 5.29. Valores medios de tritio en la precipitación de las estaciones de la red REVIP-CEDEX-AEMET en el periodo 2000-2006. Tomada de Díaz-Teijeiro et al. (2009).	122
Figura 5.30. Relación entre el contenido de Cl y tritio (^3H) en las muestras de agua subterránea estudiadas. En el mapa adjunto se indican, según el grupo asignado en el texto (A o B), la localización de las muestras de agua subterránea en el área de estudio.	123
Figura 5.31. Relación entre la altitud y el contenido de tritio (^3H) (izqda.) y entre la profundidad de la perforación (sondeos) y el contenido de tritio (^3H) (dcha.) en las	

muestras de agua subterránea estudiadas. Se indica el grupo (A o B) asignado en el texto.....	123
Figura 5.32. (A) Relación entre los contenidos de Sr y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de agua subterránea y superficial del área de estudio. Se diferencian tres grupos cuyos rangos de valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se puede atribuir a los distintos orígenes que se indican. Los rangos de valores de dicha relación que se muestran para las formaciones del Jurásico y Triásico y los fertilizantes están acotados para el rango de valores medidos en la zona, y proceden de las fuentes bibliográficas citadas en la figura. (B) Relación entre los contenidos de SO_4 y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las mismas muestras y grupos. (C) Relación entre los contenidos de NO_3 y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las mismas muestras y grupos. Se indica el valor de NO_3 considerado como el límite superior del nitrato de origen natural (Edmunds y Shand, 2008; Manzano et al., 2003).	128
Figura 5.33. (A) Relación entre los contenidos de tritio y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua subterránea medidas. (B) Relación entre los contenidos de tritio y nitrato en las mismas muestras. Los grupos (1), (2) y (3) son los de la Figura 5.32.....	129
Figura 5.34. Contribución de las variables iniciales a la composición de las cuatro primeras componentes principales para el subgrupo de 27 muestras con datos de Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos.....	129
Figura 5.35. Proyección de las variables originales y de las muestras de agua subterránea y agua superficial sobre el plano formado por la CP1 y la CP4.	129
Figura 6.1. (a) Evolución de la relación entre ETR/ETP para diferentes valores de déficit hídrico; (b) variación de la recarga en tránsito P_e con respecto a los valores de θ_{hd}	136
Figura 6.2. Esquema de los componentes del balance hidrometeorológico en el suelo, zona no saturada y acuífero consideradas en las subcuencas de Ayna y Liétor.	141
Figura 6.3. Valores de recarga (R) (en hm^3) y precipitación (P), evapotranspiración real (ETR) e interceptación (I_n) (en mm) estimados en las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna (A) y Liétor (B). En ambas figuras la última columna indica el valor medio de cada variable para el periodo estudiado.	145
Figura 6.4. Información obtenida relacionada con la evaluación de la bondad de ajuste entre los caudales simulados y medidos ((L/s) en los manantiales de Ayna (arriba) y Liétor (abajo).....	146
Figura 6.5. Efecto de la perturbación de los parámetros más relevantes (en %, eje horizontal) sobre la recarga media estimada (mm, eje vertical) en las subcuencas de los manantiales de Ayna y Liétor.....	147
Figura 6.6. Mapas de distribución regional de (A) Precipitación media (mm/año); (B) Deposición atmosférica media de cloruro ($\text{g}/\text{m}^2/\text{año}$); (C) Concentración de cloruro en agua subterránea (mg/L).	154
Figure 6.7. Mapas de distribución regional de (A) Recarga media (mm/año); (B) Relación recarga/precipitación media (como %) en el acuífero carbonatado Jurásico de la MASb Alcadozo.	155
Figura 6.8. Sectores acuíferos definidos en la MASb Alcadozo; límites de las cuencas y situación de los manantiales de Ayna y Liétor; situación de las estaciones de agua de	

lluvia y localización de los puntos utilizados para verificar el efecto ladera en la concentración de Cl (S1, S2 y S3).....	156
Figura 6.9. Comparación de los valores de recarga media (mm/año) obtenidos mediante BAS y BMC en las cuencas de los manantiales principales y sectores definidos en la MASb Alcadozo. Las incertidumbres se indican mediante barras de error.	161
Figura 6.10. Balance hídrico en los tres sectores definidos en el acuífero Jurásico de la MASb Alcadozo (ver Figura 6.8). Los principales términos del balance y sus valores están indicados. R: recarga media estimada mediante BMC; D _M : descarga de agua subterránea por manantial (permanente o temporal); D _C : descarga de agua subterránea a cauces/arroyos; D _L : descarga lateral de agua subterránea a MASb Pliegues Jurásico (PJ); D _{RM} : descarga de agua subterránea al río Mundo; D _{TT} : filtración de agua subterránea al túnel de Talave; D _S : bombeo de agua subterránea; valores de R, D _{RM} y D _{TT} se indican como $X \pm \sigma$, siendo X la magnitud y σ su desviación estándar.	162
Figura 7.1. Perfil longitudinal del Acueducto Tajo Segura entre los embalses de Bolarque (río Tajo) y Talave (río Mundo). El túnel de Talave está comprendido en su tramo IV. (Fuente: Sandoval, 1989).....	166
Figura 7.2. Sondeos de investigación realizados en el tramo más problemático del trazado del túnel de Talave (SE de Peñas de San Pedro -al fondo- sobre la variante de la falla de La Gloria). (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).....	167
Figura 7.3. Perfil longitudinal previsto en las inmediaciones del pozo de acceso nº 2 al túnel de Talave. (Fuente: anteproyecto general MOP-DGOH-SGOP, 1967).	168
Figura 7.4. Corte geológico esquemático entre los pozos nº 4 y nº 5 y el sondeo Rebollar del túnel de Talave, donde se preveían dificultades relacionadas con la presencia de varios cabalgamientos e importantes cargas hidráulicas (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983).	168
Figura 7.5. Detalle de la tuneladora “Robbins” utilizada en la construcción del túnel de Talave. (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).....	169
Figura 7.6. Perfil longitudinal previsto en las inmediaciones de la zona más problemática (falla de La Gloria) del túnel de Talave. La estructura geológica no presenta una especial complejidad (fallas o discontinuidades) y el trazado del túnel atraviesa el tramo medio del Jurásico. (Fuente: anteproyecto general MOP-DGOH-SGOP, 1967).	170
Figura 7.7. Detalle de la boca de entrada al túnel de Talave (imágenes superiores) en Los Anguijes y de la boca de salida antes del embalse de Talave (imágenes inferiores). Se muestra el canal de entrada (La Fuensanta) al cuenco tranquilizador antes de la embocadura al túnel (foto superior izquierda) y la sección de entrada (foto superior derecha); la boca de salida, con detalle de la estación de aforo del ATS (foto inferior izquierda) y la sección circular desde el interior del túnel (foto inferior derecha). El agua que se observa en el interior y exterior del túnel en las imágenes inferiores corresponde a las filtraciones al mismo el día 29/10/2014. (Fotos del autor de la tesis).	172

Figura 7.8. Detalle del aforador situado en el canal principal (izquierda) y del aforador situado en el canal derivado del principal (derecha) a la salida del túnel de Talave. En este último se cuantifica exclusivamente el agua subterránea filtrada en el interior del túnel en los periodos en los que no hay trasvase. (Fotos del autor de la tesis).	173
Figura 7.9. Esquema tectónico regional del entorno del trazado del túnel de Talave. (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983). El túnel queda dentro del recuadro punteado. 174	174
Figura 7.10. Cuadro resumen de la descripción litológica de las formaciones geológicas existentes en el entorno del túnel de Talave. Se indica el espesor de cada formación y ciertas características relacionadas con la estructura y la presencia de agua subterránea. (*) La presencia del Malm no queda suficientemente justificada ante la inexistencia de fósiles que permitan una adecuada datación. Por ello, el Jurásico Superior está representado regionalmente por el Dogger (IGME, 2014). (Fuente: elaborado por el autor con la información tomada de MOP-DGOH-SGOP, 1983). ...	175
Figura 7.11. Litología detallada correspondiente al Jurásico, tránsito Jurásico-Cretácico y Cretácico. (*) La presencia de materiales del Malm (Jurásico Superior) no queda suficientemente justificada ante la inexistencia de fósiles que permitan una adecuada datación. El Jurásico Superior está representado regionalmente por el Dogger (IGME, 2014). (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983).	176
Figura 7.12. Perfil geológico longitudinal N-S del trazado del túnel de Talave. Se muestra la estructura geológica con los principales accidentes tectónicos y su relación con la cota de túnel; los 5 pozos de ataque (2-6), los 2 pozos de ventilación (ventanas 1 y 7), las bocas de entrada en Los Anguijes y de salida antes del embalse de Talave. Se han marcado los límites de los tramos descritos en el Apartado 7.4.2 (en rojo) y las zonas más problemáticas indicadas en la Tabla 7.1 (en azul). (Fuente: Sandoval, 1989; MOP-DGOH-SGOP, 1983; MOP-DGOH-SGOP, 1982b; modificado por el autor de la tesis).	179
Figura 7.13. Detalle de la sección de túnel ocupada casi en su totalidad por el agua subterránea filtrada durante la perforación, la cual tenía que ser bombeada al exterior. (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).	182
Figura 7.14. Evolución y distribución de caudales de entrada de agua subterránea al túnel el día 29/12/1999. Las principales zonas de descarga concentrada están indicadas y pueden ser comparadas con las aportadas en la Tabla 7.1. (Elaboración propia de datos cedidos por el ATTS-CHT).	187
Figura 7.15. Evolución temporal del volumen anual drenado al túnel (hm^3) durante el periodo 1981-2016 (líneas continua y discontinua). Se indica también el caudal medio estimado (L/s) de descarga subterránea (barras gráfico inferior) y la evolución pluviométrica de la estación de la Bogarra (barras gráfico superior). (Fuente: elaboración propia a partir de datos proporcionados por la Dirección Técnica de la CHT -volumen drenado y caudal medio-, la AEMET -pluviometría- y datos propios -volumen drenado y caudal medio para el periodo 2014-2016, con su incertidumbre ($\pm 2\sigma$)-.	189
Figura 7.16. Evolución temporal de los volúmenes de agua aforados a la entrada y a la salida del túnel de Talave durante el periodo diciembre de 2003-diciembre de 2011. El agua subterránea filtrada al túnel se ha obtenido por diferencia entre ambos volúmenes (en $\text{hm}^3/\text{semana}$). El eje Y se expresa en escala logarítmica. (Fuente: elaboración propia de datos tomados de http://www.scrats.es).	191

Figura 7.17. Perfil longitudinal mostrando (A) la superficie piezométrica media en la zona del túnel para el periodo 1990-1994 y (B) posición de la superficie piezométrica media actual (periodo 2009-2014). En ambas figuras se muestran los sondeos de apoyo, su profundidad y los niveles piezométricos medidos. En la figura B también se muestra la localización de los tramos con y sin filtraciones significativas de agua subterránea; la localización de las muestras de agua subterránea tomadas en el interior del túnel (flecha azul) y el caudal filtrado en octubre de 2014 (con su incertidumbre, $\pm 2\sigma$), diferenciando según la cuenca hidrográfica de procedencia (ver Tabla 7.4). (C) Isopiezas representativas de la situación actual (2009-2014) en el entorno del túnel de Talave y localización y numeración de las muestras tomadas dentro del túnel en octubre de 2014.	193
Figura 7.18. Detalle de algunos de los piezómetros medidos sobre la traza del túnel de Talave. (Fuente: fotografías propias tomadas en junio de 2014).	194
Figura 7.19. Esquema de la evolución temporal de la descarga de agua subterránea a un túnel. $Q(t)$: caudal de descarga para un tiempo t ; R : recarga media en el área de influencia del túnel para un caudal de equilibrio a partir de un tiempo t . (Modificado de Hwang y Lu, 2007).....	195
Figura 7.20. Relación entre la curva de descenso de volumen drenado al túnel ($\text{hm}^3/\text{año}$) (línea roja discontinua) y el valor de recarga media estimada en el Apartado 6.4, con su incertidumbre ($R \pm \sigma$, en $\text{hm}^3/\text{año}$). El cuadro gris muestra el periodo aproximado para el cual se podría considerar que la relación acuífero-túnel entró en un estado de relativo equilibrio, si bien en el momento de los últimos registros la tendencia parece ser aún algo decreciente. El rango de valores del volumen drenado en ese periodo es consistente con el de $R \pm \sigma$	196
Figura 7.21. Aspecto de algunos de los drenes donde se tomaron las muestras de agua subterránea en el interior del túnel del Talave en octubre de 2014. (Fuente: fotos del autor de la tesis).	198
Figura 7.22. Evolución de los contenidos de iones mayoritarios y de los valores de conductividad eléctrica (CE), pH y relación Cl/Br en las muestras tomadas a lo largo del túnel de Talave y en la boca de salida del túnel en octubre de 2014 (125a, valores indicados con círculos) y boca de salida del túnel en octubre de 2012 (125b, valores indicados con cuadrados).	199
Figura 7.23. A) Diagramas de Schöeller-Berkaloff y B) diagrama de Piper para las muestras tomadas en el túnel en octubre de 2014 y las muestras tomadas en la boca de salida en 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e).	200
Figura 7.24. (A) Comparación de los contenidos de NO_3 y SO_4 en las muestras de agua tomadas dentro del túnel de Talave y en la boca de salida del túnel en octubre de 2014. (B) Comparación de los contenidos de NO_3 y Cl en las mismas muestras. (C) Comparación del contenido de NO_3 y del valor de la relación Cl/Br en las mismas aguas.	201
Figura 7.25. Figura grande: valores de la relación Cl/Br (molar) y del contenido de Cl en las muestras del interior del túnel del Talave (octubre de 2014) y en las tomadas en la boca de salida en 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e). Se indica el valor de la relación Cl/Br en agua de mar. La figura pequeña, de Alcalá y Custodio (2008), se muestra como referencia para la interpretación ya que recoge rangos de valores de ambas variables en función del origen del Cl y el Br en las aguas.	202

- Figura 7.26. Contenidos de solutos mayoritarios y valores del cociente Mg/Ca frente a la CE en las aguas muestreadas en el túnel de Talave (149 a 155) y en el flujo integrado que sale del mismo (125). Todos los solutos excepto el SO_4 muestran el mismo patrón de comportamiento: al túnel entran dos tipos de aguas de distinta mineralización; el más mineralizado entra por el sector central del túnel y el menos mineralizado por el sector S. La muestra 125 es una mezcla ponderada de ambos tipos de aguas excepto en el caso del SO_4 . En el texto se discute la causa..... 204
- Figura 7.27. (A) Contenidos de SO_4 esperables en las aguas del túnel (valores analíticos más diferencia entre cationes y aniones) frente a la CE. La figura sigue sin reproducir que las aguas que salen del túnel son mezcla de las surgencias interiores. (B) Valores de la relación iónica Na/Cl (molar) frente a la CE. Esta figura sí reproduce la mezcla descrita. Los valores de Na/Cl > 1 sugieren intercambio catiónico con liberación de Na. (C) Comprobación de la posible existencia de intercambio catiónico usando los valores de SO_4 estimados: la ubicación de las muestras en la figura no corresponde a lo esperable de ningún proceso natural, y parece controlada por la incertidumbre analítica. Esta parece afectar principalmente a los valores de SO_4 , pero no únicamente. Los excesos de Na+K respecto a Cl son dudosos, y también la propia existencia de intercambio catiónico. 205
- Figura 7.28. Evolución temporal de los contenidos de iones mayoritarios en el agua muestreada en la boca de salida del túnel en los años 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e)..... 206
- Figura 7.29. Índices de saturación de calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) calculados con PHREEQC 3.3.11 para las muestras del interior y de la boca de salida (125a) del túnel en octubre de 2014 y en las muestras tomadas en la salida en 2012 (125b), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e). La flecha indica la tendencia temporal (periodo 2012-2016) observada en las aguas muestreadas a la salida del túnel (125a-e). 208
- Figura 7.30. Línea continua: contenido anual de tritio en la lluvia de Ciudad Real (ponderado por la cantidad) entre los años 2000 y 2006-datos REVIP/AEMET/CEDEX, (http://www.cedex.es/CEDEX/LANG_CASTELLANO/ORGANISMO/CENTYLAB/CETA/LINEAS/07_REVIP.htm). Línea discontinua: tritio residual esperable en el año 2014 en las aguas subterráneas originadas por la recarga de esas lluvias, según un modelo de flujo tipo pistón. Rombos negros: tritio medido (con su incertidumbre) en las surgencias muestreadas en 2014 en el interior del túnel de Talave. Flechas continuas: año muy probable de recarga de cada muestra. Flecha discontinua: año probable de recarga. 210
- Figura 7.31. Actividad de tritio en las muestras de las surgencias interiores (149 a 155) y en el flujo total del túnel (125) frente a (A): CE de laboratorio; (B): contenido de NO_3 . Combinando ambas figuras se deduce que las surgencias que más contribuyen al flujo total son la 155 y la 151 y que la contribución de las otras es despreciable frente a estas. 211
- Figura 7.32. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ (A) y $\delta^2\text{H}$ (B) medidos en las muestras de las surgencias interiores (149 a 155) y en el flujo total del túnel (125) frente a la CE de laboratorio. La figura confirma que las surgencias 151 y 155 son las que más contribuyen al flujo total del túnel, con gran diferencia respecto a las otras. 212
- Figura 7.33. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras tomadas en el túnel. La línea sólida es la línea meteórica media mundial ($d \approx +10 \text{‰}$; Craig, 1961) y

la discontinua es representativa de la línea meteórica del Mediterráneo occidental ($d \approx +13 / +14 \text{ ‰}$; Araguás, 1991). (B) Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud en las muestras de agua subterránea del túnel. Se representa la recta altitudinal propuesta en el Capítulo 5 para el conjunto de la MASb.	216
Figura 7.34. Delimitación aproximada de zonas con altitudes comprendidas entre 975 y 1200 m s.n.m. (englobadas en línea discontinua roja) y entre 1200 y 1350 m s.n.m. (englobadas en línea discontinua verde) en el área de estudio. Se indica la traza del túnel de Talave y la localización de las muestras tomadas en el interior y boca de salida del túnel.....	217
Figura 7.35. Relación entre los contenidos de ^3H y $\delta^{18}\text{O}$ y entre ^3H y $\delta^2\text{H}$ en las muestras obtenidas en el túnel. Dentro del cuadro negro discontinuo están agrupadas las muestras que están dentro del rango de valores de $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en agua de lluvia (estaciones de la MASb), y englobada en amarillo la muestra 154, agua más evaporada, y contenido de ^3H bajo y similar a otras muestras (149 y 155).....	218
Figura 7.36. Relación entre el NO_3 (izquierda) y Cl (derecha) y el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras tomadas en el túnel.	219
Figura 7.37. (A) y (B) Variación de la actividad de ^3H y de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las surgencias a lo largo del túnel. Las flechas indican las tendencias comentadas en el texto.	221
Figura 7.38. (A) y (B) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de terreno, respectivamente, por encima del lugar de muestreo. (C) y (D) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de zona saturada sobre el lugar de muestreo. (E) y (F) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de la zona no saturada. La muestra 125 está tomada fuera del túnel. Las flechas indican las tendencias comentadas en el texto.	223
Figura 8.1. Distribución espacial del espesor de la capa modelada (Jurásico).....	237
Figura 8.2. (A) Discretización horizontal de la capa modelada y cortes transversal (B) O-E por la fila 15 y (C) S-N por la columna 27. El corte B muestra sondeos con explotación de agua subterránea y el C muestra drenes localizados en el manantial de Ayna y en la descarga localizada al río Mundo en Ayna. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.....	238
Figura 8.3. Distribución de los valores iniciales de permeabilidad en el área modelada. Las permeabilidades mostradas son: $K= 2,5 \text{ m/día}$ (celdas azules) y $K= 1,5 \text{ m/día}$ (celdas verdes).	242
Figura 8.4. Localización de los puntos de control piezométrico (nombre y número) usados para el ajuste y la calibración del modelo numérico. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.....	242
Figura 8.5. Comparación de los niveles piezométricos (NP) (m s.n.m) medidos en distintas campañas de campo (años 2012 y 2013) en algunos sondeos. R^2 indica el grado de correlación entre los valores medidos para un mismo sondeo en fechas distintas.....	243
Figura 8.6. Localización de los puntos de descarga principal del manantial de Ayna (arriba izquierda) y el manantial de Liétor (abajo) (se indican con flecha sólida azul) y límites aproximados del frente o área de descarga (englobados con línea roja discontinua). Se muestra la localización de la zona de descarga temporal (manantial del Gargantón) en Ayna (arriba derecha; se indica con flecha verde discontinua). ...	244

Figura 8.7. Distribución espacial de la recarga media dentro de los límites del modelo. Los números hacen referencia a las recargas medias asignadas a las celdas (1=0 mm; 2=10 mm; 3=24 mm; 4=45 mm; 5=70 mm). Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.	245
Figura 8.8. Localización de los sondeos con explotación de agua subterránea (celdas de color marrón; nombre y número enmarcados en fondo blanco) y drenes considerados en la modelación (celdas con diferentes colores; nombre y número enmarcados en fondo gris). Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.	246
Figura 8.9. Piezometría modelada en régimen estacionario (condiciones hidrogeológicas actuales). Se muestra la localización de los puntos de control piezométrico (ver identificación en Figura 8.4) utilizados en la calibración.	249
Figura 8.10. Niveles piezométricos observados (eje X) y modelados (eje Y). Se muestra el nombre de los puntos de control, los intervalos de confianza y los términos estadísticos utilizados para evaluar la bondad del ajuste.....	250
Figura 8.11. Secciones correspondientes a (A) la fila 15 y (B) la columna 27 obtenidas con la calibración del modelo correspondiente a la situación actual. En (B) se puede ver el nivel piezométrico calculado en el entorno del manantial de Ayna, que es bastante consistente con el medido (Tabla 8.4). Ambas secciones muestran sondeos con explotación de agua subterránea y la (B) muestra drenes localizados en el manantial de Ayna y en la descarga al río Mundo en Ayna. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.....	251
Figura 8.12. Distribución final de la permeabilidad en el área modelada. Los valores son $K=1,4$ m/d en las celdas azules (sector NO) y $K=0,17$ m/d en las celdas blancas (resto de la zona).....	252
Figura 8.13. Relación entre caudales observados (sin incertidumbre) y modelados en algunos de los drenes indicados en la Tabla 8.4. El valor del coeficiente de determinación (R^2) indica una buena capacidad de reproducción.....	253
Figura 8.14. Balance hídrico del conjunto del área modelada en régimen estacionario. La primera cifra corresponde al valor modelado; entre paréntesis se indican el valor medio calculado para el conjunto de los sectores Alcadozo y Túnel-Trifillas en el Capítulo 6 (ver Figura 6.10). (*) El valor modelado para el Río Mundo incorpora la descarga calculada para el drenaje Umbría del Soldado, para el cual no se dispone de observaciones reales (ver Tabla 8.4).	253
Figura 8.15. Piezometría modelada representativa de la situación previa a la construcción del túnel de Talave y al inicio de la explotación de agua subterránea. Se muestra la situación de los principales puntos y áreas de drenaje natural (con diferentes colores; ver Figura 8.8) existentes en el acuífero.	254
Figura 8.16. Descenso (m) del nivel piezométrico (NP) en la MASb Alcadozo calculado por diferencia entre los niveles modelados en las simulaciones A y B.	258
Figura 8.17. Detalle de la posición del nivel piezométrico en la columna 27 (entorno del río Mundo en Ayna) modelado en la simulación B (sistema sin túnel de Talave). Se ha añadido la localización de las descargas en las celdas correspondientes. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.	258

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Métodos analíticos, límite de detección e incertidumbre analítica del laboratorio del IGME.....	19
Tabla 4.1. Valores finales de los parámetros utilizados para estimar la recarga media anual (periodo 1989/90-2008/09) mediante modelación del BAS con el código Visual Balan en las cuencas o sectores hidrogeológicos de los manantiales de Ayna y Liétor.	65
Tabla 4.2. Valores medios anuales (hm^3) de precipitación (P), evapotranspiración real (ETR), flujo hipodérmico (Fh), interceptación (In) y recarga (R) en las cuencas de los manantiales de Ayna y Liétor para el periodo 1989/90-2008/09.	68
Tabla 4.3. Valores estimados de los parámetros hidrodinámicos en los manantiales de Ayna y Liétor.....	70
Tabla 4.4. Usos del agua subterránea y valores estimados de explotación en la MASb Alcadozo.....	75
Tabla 5.1. Rango de valores de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ en las muestras de agua de lluvia tomadas en el área de estudio (enero de 2011-diciembre de 2014) y en dos estaciones de referencia de la red EMEP.....	82
Tabla 5.2. Valores estadísticos de los parámetros físico-químicos de aguas subterráneas y aguas superficiales de la zona de estudio.....	88
Tabla 5.3. Datos de altitud y temperatura atmosférica media en las estaciones meteorológicas utilizadas durante los periodos indicados.....	99
Tabla 5.4. Valores significativos obtenidos para cada componente principal (CP): autovalor, % de varianza que explica y % de varianza acumulada.....	104
Tabla 6.1. Valores de los parámetros utilizados para la estimación de la recarga media anual en las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor mediante balance de agua en el suelo con el código Visual Balan.....	142
Tabla 6.2. Valores medios de las principales componentes del balance de agua en suelo obtenidos por modelación de las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor (valores en mm/año y % de precipitación P).	143
Tabla 6.3. Parámetros evaluados, datos de entrada (valores calibrados), perturbación de los valores calibrados y modificación producida en la recarga estimada mediante el modelo de balance de agua en el suelo. CP: cambio relativo (%) en el valor calibrado; AS: cambio relativo (%) en la recarga estimada; AS/CP en valores absolutos (Ec. (20); ver Apartado 6.2.3).	147
Tabla 6.4. Precipitación media ($\bar{P}$), concentración media de cloruro en la precipitación ($\bar{C}_P$), deposición atmosférica media de cloruro ($\bar{D}_P$) y sus respectivos coeficientes de variación (CV_P , CV_{C_P} , CV_{D_P}) en las estaciones de control de la precipitación durante el periodo de estudio (años hidrológicos 2008 a 2014).	153
Tabla 6.5. Superficie de recarga, recarga media anual, recarga total, coeficiente de recarga e incertidumbre en los tres sectores considerados en la MASb Alcadozo (ver Figura 6.8).	158
Tabla 6.6. Valores estimados de recarga media asumiendo que las muestras de agua subterránea son mezcla de diferentes líneas de flujo y aplicando el modelo de recarga en ladera con flujo paralelo.....	159

Tabla 7.1. Localización de los principales drenajes y variación temporal de caudales (octubre 1980-febrero 1981). (Fuente: tabla elaborada por el autor con datos tomados de MOP-DGOH-SGOP, 1982a).....	183
Tabla 7.2. Valores de α obtenidos para diferentes valores de S y L en la ecuación (2). (Fuente: tabla elaborada por el autor con datos tomados de MOP-DGOH-SGOP, 1982a).....	185
Tabla 7.3. Volumen total de agua subterránea drenado al túnel de Talave en los periodos y años que se indican. Los valores de la cuarta columna se han extrapolado a partir de los datos de la segunda y la tercera (Fuente: datos proporcionados por la Dirección Técnica de la CHT).....	190
Tabla 7.4. Caudales aforados en el túnel de Talave en los años 2014, 2015 y 2016. (Fuente: datos propios).....	191
Tabla 7.5. Variables de interés relativos a la probable incertidumbre analítica en los contenidos de SO_4 y en los de cationes y aniones totales en las muestras del túnel del Talave. Ver explicación detallada en el texto.	205
Tabla 7.6. Cálculo de la contribución de las filtraciones del sector central del túnel y del sector S al flujo total que sale del mismo (muestra 125).	214
Tabla 7.7. Tiempos de tránsito (tr) y velocidades de flujo (v) estimadas con un modelo de flujo de pistón para las aguas de las surgencias 149, 150, 152 y 153, suponiendo que proceden del área de recarga a 19 km al Oeste del túnel y considerando valores de tritio en la lluvia entre 3 y 5 UT.	220
Tabla 8.1. Valores de permeabilidad (K) y transmisividad (T) de los materiales carbonatados del Jurásico y el Mioceno recopilados de informes previos (calculados en sondeos de investigación realizados a lo largo de la traza del túnel de Talave) y propios (calculados con datos de bombeo/descenso en los sondeos indicados).	240
Tabla 8.2. Valores de K (m/d) representativos de materiales sedimentarios carbonatados consolidados. (Fuente: IGME, 2015)	241
Tabla 8.3. Relación de sondeos y manantiales utilizados como puntos de control piezométrico en el modelo.....	243
Tabla 8.4. Caudales medios observados y caudales modelados en los principales manantiales y zonas de drenaje.....	252
Tabla 8.5. Caudales calculados para los principales manantiales por los modelos A (condiciones estacionarias actuales, con túnel) y B (condiciones naturales previas al túnel de Talave) y relación entre ambos valores.....	255
Tabla 8.6 Caudales históricos (base de datos del IGME) estimados para los principales manantiales (segunda columna); caudales calculados por el modelo B (tercera columna); caudales calculados por el modelo A o bien caudales calculados durante el periodo de estudio (2008-2014) (cuarta y quinta columna) y relación entre los valores anteriores (quinta y sexta columnas).....	256
Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio.....	295
Tabla A.2.1. Medidas piezométricas tomadas en el área de estudio durante el periodo 2009-2014.....	301

Tabla A.2.2. Medidas piezométricas obtenidas de campañas realizadas por AATS (CHT) en junio de 1990 y junio-julio de 1994 en los piezómetros del túnel de Talave y medidas propias de junio de 2014.....	303
Tabla A.3.1. Serie temporal de caudales medidos en los manantiales de Ayna y Liétor.	304
Tabla A.4.1. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los manantiales utilizados en el estudio.	305
Tabla A.4.2. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los sondeos utilizados en el estudio.	308
Tabla A.4.3. Datos físico-químicos de las muestras de agua superficial procedentes del río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave utilizados en el estudio.	310
Tabla A.4.4. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea filtradas al túnel de Talave utilizados en el estudio.....	311
Tabla A.4.5. Datos físico-químicos de las muestras de agua de lluvia utilizados en el estudio.	312
Tabla A.5.1. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua subterránea y superficial tomadas en el área de estudio.	313
Tabla A.5.2. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en las muestras de agua subterránea filtradas al túnel de Talave.	315
Tabla A.5.3. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras semestrales de agua de lluvia.	315

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En regiones áridas y semiáridas el incremento de las demandas de agua frente a unos recursos limitados genera una visión preocupante respecto a los recursos disponibles y, por tanto, respecto a la recarga de agua subterránea, ya que en el futuro –quizá inminente– la escasez de agua se hará más crítica ante el crecimiento de la población y la previsible disminución de la pluviometría debido al cambio climático. Los recursos hídricos superficiales en estas regiones son por lo general escasos y altamente variables, con el resultado de que el uso de las aguas subterráneas es la principal fuente de suministro. En este sentido, es fundamental conocer adecuadamente los acuíferos y los recursos que aportan al sistema hídrico. Estos recursos hay que considerarlos estratégicos, de cara a plantear una adecuada gestión en el contexto de la demarcación hidrográfica.

La zona objeto de esta tesis es el acuífero de Alcadozo. El acuífero coincide con la mayor parte de la zona de investigación que es la Masa de Agua Subterránea (MASb) Alcadozo (código CHS 070.003). En esta investigación se han considerado los límites de la MASb definidos oficialmente en el ciclo de planificación (2009-2015). Esta MASb ocupa buena parte de la cuenca alta del río Mundo (provincia de Albacete, Demarcación Hidrográfica del Segura) y es una de las principales fuentes de recursos hídricos de la cuenca alta del río Segura. En esta MASb la información hidrogeológica existente es incompleta, y concurren algunas singularidades en el área de estudio que aún no han sido suficientemente estudiadas. Estos aspectos han motivado la investigación de la MASb y su entorno hidrogeológico aplicando diferentes técnicas de estudio, entre las que destacan las hidroquímicas, isotópicas, hidrodinámicas y estadísticas. Estas técnicas de estudio aportan de manera integrada información sobre los procesos hidroquímicos e hidrodinámicos que se producen y su relación con el flujo subterráneo, estimación de los recursos disponibles con márgenes de certidumbre, áreas de recarga y descarga y tipo de interacción del acuífero con el río, infraestructuras subterráneas, etc.

Esta investigación incluye el estudio de la composición química del agua subterránea que se considera una herramienta clásica para obtener información sobre el funcionamiento de los acuíferos. La marca química del agua está controlada, en primera instancia, por la composición del agua de lluvia que origina la recarga (Appelo y Postma, 1993; Custodio y Llamas 1983). Posteriormente el agua de recarga se ve sometida a una serie de procesos que empiezan con el proceso físico de concentración por evapotranspiración al que se suman otros procesos durante la fase de infiltración por la zona no saturada, debido a la interacción con los sólidos, gases y materia orgánica del terreno. Estos procesos son naturales y controlan la composición química del agua de un acuífero durante el tránsito por la zona saturada, dando lugar al fondo químico natural del mismo (Edmunds et al., 1987; Postma et al., 2008). A este fondo natural se superpone la contaminación (Manzano et al. 2003). A veces sobre estos procesos naturales se produce algún tipo de afección derivada de la actividad humana (Querol et al., 2006; Helena et al., 2000) que pueden incorporar solutos al agua de recarga. Esta serie de factores y procesos pueden variar en diferentes contextos hidrogeológicos, según las dimensiones

de la escala de flujo y las litologías dominantes en la composición química del agua (Custodio y Llamas, 1983). El estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas aporta información muy consistente sobre sistemas de flujo regional (Hershey et al., 2010; Varsányi et al., 1999; Xiangquan et al., 2008); sistemas de flujo local (Edmunds et al., 2002); afección de los usos de suelo sobre la hidroquímica del agua (Jiang y Yan, 2009); relación entre la estructura hidrogeológica y la evolución hidrogeoquímica (Ghiglieri et al., 2009); influencia de los procesos biogeoquímicos de la zona no saturada en la química del agua (Edwards y Webb, 2009); caracterización de aguas superficiales y subterráneas (Lozano et al., 2002); composición química del agua y su relación con el flujo subterráneo (Carrillo-Rivera et al., 2007); sostenibilidad del sistema acuífero e implicaciones en la gestión (Manzano y Guimaraens, 2012).

A pesar de lo indicado previamente, el análisis de los sistemas de flujo (agua subterránea vs. agua superficial) basado en el estudio de las características químicas del agua no es suficiente para su caracterización. En muchos casos será necesario, y así se aborda en esta tesis, un análisis comparativo de aquellos elementos que conforman el marco hidrogeológico y que interaccionan con el agua subterránea desde un punto de vista químico, físico o cinético (Tóth, 1995; 2000); el estudio de los procesos dinámicos potencialmente relacionados (Sophocleous, 2002; Hershey et al., 2010); o el análisis del uso conjunto y su implicación en la gestión hídrica (Sahuquillo, 1986).

En lo que concierne a las técnicas isotópicas, que constituyen otro grupo de herramientas químicas ya clásicas (están en uso desde mediados del siglo XX) que, por sí solas o en combinación con otras, pueden aportar información sobre un amplio rango de características hidrogeológicas, hay que indicar que entre las principales aplicaciones están la identificación del origen del agua de recarga ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, entre las más usadas), la cuantificación del tiempo de permanencia del agua en el acuífero (^3H o ^{14}C), identificación de conexiones hidráulicas entre formaciones, existencia de procesos de mezcla entre distintas masas de agua y tipo y magnitud de ciertas interacciones roca-agua ($\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C , ^{87}Sr , ^{222}Rn , entre otras), origen de la salinidad del agua subterránea ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{11}\text{B}$, entre otros), etc. (IAEA, 1981; Clark y Fritz, 1997; Mook, 2002).

También es importante destacar en esta investigación la aportación de la caracterización hidrodinámica de los manantiales con relación a mejorar el conocimiento de los acuíferos. Los manantiales son puntos de descarga concentrada de acuíferos y el estudio de la cantidad de la descarga y su evolución temporal, así como el de la evolución de su composición química, añade información acerca del funcionamiento del acuífero. Hay que tener en cuenta que la respuesta de una surgencia en un acuífero de tipo carbonatado (kárstico o fracturado) está condicionada por las propiedades físicas del acuífero. Hay que destacar la metodología diseñada por Mangin (1970, 1975), ya que tiene en cuenta toda la curva de recesión y está basada en la diferenciación entre los drenajes de la zona no saturada (infiltración modulada) y los de la zona saturada (agotamiento). Esta metodología ha sido muy utilizada en diferentes acuíferos de nuestro país (Cruz Sanjulián y Morales, 1987; Andreo et al., 1992; Jiménez et al., 2001 y 2004). Así mismo, hay que indicar que el agotamiento del manantial viene caracterizado por un coeficiente α que permite evaluar las reservas de agua subterránea sobre la cota de surgencia (Maillet, 1905b) y aporta información confiable sobre la capacidad de

regulación de un acuífero. Por otro lado, el análisis del hidrograma (evolución del caudal) y de las características físico-químicas del agua en un manantial aportan información integrada de las características del acuífero (Moral, 2005). La relación entre el caudal y los parámetros hidroquímicos (por ejemplo, conductividad eléctrica y temperatura del agua) permite obtener información sobre el grado de organización del drenaje, ya que existe una relación entre la variabilidad temporal de la mineralización y el grado de karstificación o fracturación en el acuífero (Bakalowicz, 1979; Kovács et al., 2005; Petrella et al., 2009).

En relación a las técnicas geoestadísticas empleadas en esta investigación, cabe señalar la gran utilidad, desde el punto de vista geoestadístico, que presenta el estudio de las relaciones genéticas entre muchas variables y de tipo variado (físico químicas, isotópicas, hidrodinámicas, geológicas, topográficas,...) utilizando técnicas estadísticas de análisis multivariante. Dentro de este tipo de herramienta, el análisis de componentes principales (ACP) y el análisis clúster (AC) son ampliamente utilizadas, ya que sin perder información ayudan a simplificar la información original y analizar con fiabilidad los datos físico-químicos del agua subterránea. Esta herramienta es muy utilizada en estudios hidrogeológicos con el objetivo de identificar fuentes y procesos ligados al movimiento de solutos en sistemas acuíferos de diferente tipo (Zhang y Wegehenkel, 2006); analizar procesos hidrogeoquímicos y antropogénicos (Matiatos et al., 2014; Güler et al., 2012); identificar la calidad natural del agua subterránea y sus factores modificadores (Villegas et al., 2013; Omonona et al., 2014; Nadew y Tefera, 2013); interpretar la química del agua usando modelos de mezcla (Laaksoharju et al., 2008); fuentes de contaminación (Silva et al., 2012; Zghibi et al., 2014; Lu et al., 2012); procesos de salinización (Morell et al., 1996); identificar y clasificar aguas minerales (Lourenço et al., 2010); uso sostenible de los recursos hídricos subterráneos (Ketata et al., 2011); relación entre las características de los manantiales y sistemas kársticos complejos (Moore et al., 2009); evolución temporal de NO_3 en sistemas hidrológicos (García-Linares et al., 2005). Asimismo, estas técnicas han sido aplicadas al estudio de la relación río-acuífero integrando el conocimiento hidrodinámico, hidroquímico e isotópico adquirido, lo que ha permitido dar mayor robustez a la investigación (Guggenmos et al., 2011; Woocay y Walton, 2008; Reghunath et al., 2002; King et al., 2014).

La investigación efectuada tiene en cuenta directa o indirectamente los aspectos relacionados con la gestión necesaria para la sostenibilidad del sistema. En efecto, la Directiva Marco de Aguas de la Unión Europea (2000/60/CE) y la Directiva relativa a la protección de las aguas subterráneas (2006/118/CE) requieren conocer el balance hídrico de las masas de agua subterránea para alcanzar algunos objetivos relacionados con el buen estado cuantitativo y cualitativo de los recursos hídricos. Las políticas de gestión y planificación hidráulica deben tener en cuenta las estimaciones de recarga y su incertidumbre. La estimación precisa de los recursos hídricos subterráneos proporciona información confiable para el uso sostenible del agua. Los recursos hídricos son una pieza fundamental en los servicios ambientales a escala local y regional de una demarcación hidrográfica. Hay que indicar que algunos problemas potenciales derivados de una gestión inadecuada pueden ser el agotamiento de los acuíferos por el uso intensivo del agua subterránea, el

deterioro y la contaminación de las aguas subterráneas, subsidencia del terreno por sobreexplotación e impactos ecológicos indeseados en los ecosistemas acuáticos y terrestres dependientes del agua subterránea (Birk et al., 2006; Custodio, 2005; Llamas y Martínez-Santos, 2005; Mulas et al., 2010). Estas cuestiones son aún más importantes cuando los recursos hídricos subterráneos son la única fuente disponible para satisfacer las necesidades de la población local (MINER-MOPTMA, 1995). Por tanto, desde el punto de vista socioeconómico, hay que considerar que los recursos de agua subterránea son estratégicos a largo plazo en el plan de gestión de una demarcación hidrográfica (Llamas et al., 2015) y, aún más, si está localizada en una zona semiárida.

El tratamiento de la recarga a los acuíferos mediante el uso de varias técnicas ha sido otro de los aspectos en los que se incide en esta tesis. En las regiones donde hay escasez de recursos hídricos, los estudios de cuantificación de recarga proporcionan información sobre las tasas de recarga y los procesos que la controlan, además, son fundamentales para el uso sostenible del agua subterránea (Scanlon et al., 2006). La estimación exacta de la recarga natural es muy difícil, principalmente porque los procesos involucrados son complejos y dependen de numerosos factores que actúan a diferente escala espacial. Los factores locales son a veces los más influyentes. De hecho, diferentes métodos de estimación de recarga de agua subterránea que incorporan los efectos de las perturbaciones locales y regionales (explotación intensiva o cambios en el uso del suelo) suelen dar lugar a grandes diferencias espaciales y temporales. Esta circunstancia genera una considerable incertidumbre en los valores estimados. Del mismo modo, los procesos naturales (atmosféricos y físicos) implicados en la recarga varían espacialmente y temporalmente, lo que dificulta su estimación (Sophocleous, 1992; Healy y Cook, 2002). La incertidumbre del valor de la recarga, en términos de error relativo, nunca es menor que la incertidumbre de las variables utilizadas para calcularlo. Por tanto, es necesario incluir la incertidumbre en las estimaciones de la recarga (de Vries y Simmers, 2002).

La incertidumbre asociada a las estimaciones del balance hídrico es mayor en las regiones áridas y semiáridas que en las regiones húmedas debido a la magnitud relativa de las componentes del balance. Se dispone de una amplia bibliografía sobre estimación de la recarga en regiones áridas y semiáridas. Algunos estudios utilizan y comparan diferentes métodos (trazadores físicos, naturales o artificiales, modelación,...) que están bien descritos en diferentes trabajos (Lerner et al., 1990, Leaney y Herczeg, 1995, Scanlon et al., 2002, 2006). Algunos trabajos se llevaron a cabo en áreas extensas con características diferentes a escala regional (Herczeg et al., 1997; Andreu et al., 2011; McMahon et al., 2011). En la mayoría de los casos, los métodos utilizados dependen de la información disponible. Las estimaciones de recarga a diferentes escalas, de local a regional, generalmente se realizan no sólo para determinar la variabilidad espacial de la recarga, sino también para evaluar la idoneidad de los métodos utilizados. En este sentido, se recomienda aplicar diferentes métodos para compensar las limitaciones de un solo método y restringir el rango de valores (Custodio et al., 1997; Scanlon et al., 2002, 2006).

El balance de agua en el suelo (BAS) y el balance de masa de cloruro atmosférico (BMC) son algunas de las técnicas más útiles para evaluar la

recarga difusa a diferentes escalas temporales y espaciales. BAS se aplica generalmente para calcular la evolución de la recarga a pequeña escala o escala subregional, por ejemplo, una cuenca hidrogeológica drenada por manantiales. En cambio, BMC proporciona valores promedio a largo plazo bajo condiciones estacionarias a escala regional, como sería el caso de una MASb, acuífero o subcuenca hidrográfica, aunque también su aplicación a escala subregional aporta resultados consistentes. El uso conjunto de ambos métodos y la comparación de sus resultados son deseables (Liggett y Allen, 2010, Varni y Custodio, 2013, Touhami et al., 2014). Las estimaciones a escala subregional no son representativas de la recarga de un acuífero o cuenca, mientras que las estimaciones regionales permiten obtener información de la variabilidad espacial de la recarga. La regionalización de una magnitud (recarga) es una técnica geoestadística que permite extrapolar las estimaciones a escala local y/o subregional para obtener estimaciones que cubran un área mucho mayor (Delin et al., 2007). Este enfoque es muy útil para verificar estimaciones realizadas con diferentes métodos, pero que requieren que se cuantifique la incertidumbre (Custodio, 2010). El uso de series temporales largas es necesario para minimizar la incertidumbre e identificar tendencias temporales y espaciales (Alcalá y Custodio, 2015). Hay que tener en cuenta que las variables regionalizadas no pueden ser asimiladas a variables aleatorias, cuyo estudio es el objetivo de la estadística habitual (Matheron, 1971).

BAS es un método convencional usado para estimar la recarga en acuíferos bajo condiciones estacionarias. BAS fue propuesto por primera vez por Thornthwaite y Mather (1955). Se ha aplicado ampliamente para estimar la recarga natural (Sophocleous, 1991), evaluar el impacto del uso del suelo en su magnitud (Neitsch et al., 2005a-b), conservación del suelo y su implicación en la recarga y gestión del agua (Gates et al., 2011), estimar las restricciones de la recarga en diferentes tipos de climas y acuíferos (Forte Lay y Villagra, 1986; Martos-Rosillo et al., 2013; Pirastru y Niedda, 2013; Demlie, 2015) y en modelación de flujo para acotar los valores confiables (Milly, 1994; Finch, 2001; Zhang y Wegehenkel, 2006; Dripps y Bradbury, 2007; Yeh et al., 2007; Stanton et al., 2013; Touhami et al., 2014; Guderu y Morhard, 2015).

El BMC (Eriksson y Khunakasem, 1969) es una técnica que ha sido y sigue siendo ampliamente utilizada para estimar la recarga principalmente en áreas áridas y semiáridas (Allison y Hughes, 1978; Alcalá y Custodio, 2008a; Alcalá et al., 2011; van Wyk et al., 2012). La recarga de agua subterránea depende de una variedad de factores que incluyen la variabilidad del clima (Candela et al., 2009; Toews et al., 2009; Rivard et al., 2014; Pulido-Velázquez et al., 2015) o el uso del suelo (Salama et al., 1999; Dripps y Bradbury, 2010; Scanlon et al., 2010; Gates et al., 2011). En las regiones áridas y semiáridas las tasas de recarga promedio en grandes áreas suelen mostrar una extrema variabilidad local. Por tanto, el BMC se ha utilizado principalmente para determinar los cambios espaciales en las estimaciones de la recarga. Este método se recomienda para estudiar la recarga a largo plazo cuando la deposición atmosférica, la transferencia de agua a través de la zona no saturada y el uso del suelo se encuentran en condiciones estacionarias.

Los sistemas de información geográfica (SIG) y las técnicas de interpolación como el kriging (Matheron, 1971) son herramientas útiles para la regionalización de variables locales o subregionales. Este es el caso, por

ejemplo, de los parámetros climatológicos y de las estimaciones de recarga obtenidos mediante BAS y BMC (Alcalá y Custodio, 2008a; Diodato y Ceccarelli, 2006; Delin et al., 2007; España et al., 2012). Por otra parte, las técnicas de SIG a menudo se utilizan para mejorar las estimaciones realizadas con BMC y calcular sus incertidumbres (Alcalá y Custodio, 2014).

Se ha comentado que conocer el rango de incertidumbre en las estimaciones de recarga, debido a las incertidumbres individuales de las variables usadas en BAS y BMC, es fundamental para aportar mayor seguridad a las actividades de planificación y gestión de los recursos. El método estadístico basado en la propagación del error (Berthoeux y Brown, 1994) puede utilizarse para determinar la incertidumbre global de los valores de recarga. Además, cuando se comparan las estimaciones de BAS y las mediciones observadas se necesita un método de evaluación objetivo basado en criterios de eficiencia. Esto es proporcionado normalmente a partir de estimaciones consistentes a la hora de comparar parámetros estadísticos. Es muy común utilizar el coeficiente de determinación R^2 , pero esto es insuficiente en muchos casos. Los criterios de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) (Nash y Sutcliffe, 1970) se considera un enfoque más adecuado para evaluar la bondad de ajuste entre los valores observados y modelados (Garrick et al., 1978; Krause et al., 2005). Además, contribuciones recientes aportadas por Ritter y Muñoz-Carpena (2013) permiten evaluar el nivel de ajuste basado en la combinación de NSE y el error cuadrático medio (RMSE) aportando intervalos de confianza dentro del rango de valores medidos y estimados.

En el área de estudio existe una importante singularidad relacionada con la presencia en el subsuelo del túnel de Talave, al que se le ha prestado especial atención. En un contexto general, hay que destacar que los principales desafíos a los que se enfrenta la ingeniería de túneles están relacionados con la entrada de agua a las zonas de trabajo y las presiones hidráulicas soportadas. Estos problemas son inherentes a este tipo de obras en las que la presencia de agua en las formaciones geológicas atravesadas y las características geotécnicas de la estructura afectan a su rendimiento, seguridad y costes (Schwarz et al., 2006). La interacción bidireccional entre la propia obra subterránea y los acuíferos atravesados produce un impacto de la obra sobre los recursos hídricos y de éstos sobre la estructura perforada (Carrera y Vázquez-Suñé, 2008).

En algunos casos, las consecuencias de la interacción acuífero-túnel pueden perdurar y ramificarse hacia otros aspectos que van más allá de los estrictamente hidrogeológicos. Además del impacto hidrogeológico, se pueden producir impactos de tipo social, económico y/o ambiental que deben ser contemplados previamente a la ejecución de las obras junto con el análisis hidrogeológico. El diseño de los posibles escenarios con sus márgenes de certidumbre (predicción) debe servir para adoptar las medidas correctoras oportunas (prevención). Se pueden tomar como ejemplos a escala nacional, los problemas surgidos en la obra de los túneles ferroviarios de Pajares (“El gran túnel de Pajares naufraga” (8 de junio de 2013), El País, <http://www.elpais.com/>). También se pueden citar los importantes drenajes de 600 L/s (<http://www.ecologistasenaccion.org/article17411.html>) procedentes de los acuíferos de la sierra del Valle del Abdalajís para la realización de los túneles del AVE en la línea ferroviaria que une Málaga con Antequera

(http://www.adif.es/es_ES/infraestructuras/doc/tunelabdalajis.pdf). Estos son algunos ejemplos de que determinados principios básicos de hidrogeología no han sido contemplados y evaluados suficientemente. Esto ha puesto en riesgo social y económico a los territorios afectados (“El Valle del Abdalajís sufre cortes de agua de 12 horas desde hace un mes” (3 de septiembre de 2014), La Opinión de Málaga, <http://www.laopiniondemalaga.es/>).

Las entradas de agua son difíciles de cuantificar y evaluar a escala espacial y temporal. Las numerosas obras subterráneas ejecutadas en los últimos años (túneles hidráulicos, túneles en el trazado ferroviario de la alta velocidad, túneles en autopistas,...) ha generado un gran incremento de trabajos científico-técnicos orientados a la predicción de las entradas de agua en túneles (Vincenzi et al., 2014). Su estimación suele estar basada en métodos analíticos y numéricos (Butscher, 2012; Farhadian et al., 2012; Hwang and Lu, 2007; Kolymbas y Wagner, 2007; Marechal et al., 2014; Marechal y Perrochet, 2003; Park et al., 2008; Perrochet, 2005) y/o modelación numérica del flujo subterráneo (Font-Capo et al., 2011; Li et al., 2009; Molinero et al., 2002; Perrochet y Dematteis, 2007). Así mismo, el análisis de determinadas relaciones empíricas, el valor de la conductividad hidráulica o el estudio de los elementos clave que conducen a predecir los flujos de entrada son relevantes en la cuantificación de las filtraciones (Bagnoli et al., 2015; Fernández y Moon, 2010; Gattinoni y Scesi, 2010; Huang et al., 2013; Jiang et al., 2010; Offerdinger et al., 2014; Perello et al., 2014; Sharifzadeh et al., 2013; Zarei et al., 2011).

El término “efecto dren” en túneles se refiere al impacto causado en el acuífero por la disminución del nivel piezométrico (Carrera y Vázquez-Suñé, 2008). Los aspectos de índole ambiental o geotécnico que interaccionan con las obras subterráneas están siendo considerados en numerosos estudios (Attanayake y Waterman, 2006; Butscher et al., 2011; Chiocchini y Castaldi, 2011; Chiu y Chia, 2012; Jin et al., 2012; Liu et al., 2015; Raposo et al., 2010; Vincenzi et al., 2014; Yoo et al., 2012). Por otro lado, la presencia de estas obras en algunos acuíferos permite aumentar el grado de conocimiento sobre su funcionamiento a través del estudio hidroquímico e isotópico de las aguas filtradas (Liu et al., 2000; Marechal, 2012; Marechal y Etcheverry, 2003).

En general, la aplicación de diferentes técnicas de estudio en un acuífero o MASb tiene como resultado el planteamiento y discusión de los posibles modelo/s conceptuales de funcionamiento. Una vez que se ha diseñado el modelo conceptual, se puede determinar su validez en coherencia con las leyes físicas que rigen el flujo de agua subterránea. Las hipótesis de funcionamiento tienen que ser resueltas de acuerdo a la ecuación general del flujo en un recinto definido bajo determinadas condiciones de contorno. El flujo de agua subterránea puede simularse en tres dimensiones utilizando una aproximación en diferencias finitas. La solución de la ecuación permite obtener el potencial hidráulico en cualquier punto del recinto (acuífero). Los modelos numéricos de flujo son herramientas muy útiles para representar su variabilidad espacial y temporal, aunque con determinadas limitaciones derivadas principalmente de la incertidumbre en la información de entrada (input) y su aplicabilidad en determinados acuíferos. En la bibliografía consultada hay una gran cantidad de trabajos con objetivos muy diferentes. La modelación del flujo subterráneo se puede considerar una herramienta muy

versátil y ampliamente utilizada. En un contexto hidrogeológico similar al área de estudio, donde predominan los materiales carbonatados fracturados o kársticos y estructuras complejas, la modelación de flujo ha sido aplicado para el estudio de los parámetros hidráulicos (Birk et al., 2006), estudiar la influencia de la estructura geológica en el régimen de flujo (Ben-Itzhak y Gvirtzman, 2005), interacción agua superficial-acuífero (Abbo et al., 2003), caracterización hidrogeológica regional (Johnson y Mifflin, 2006), estudiar mezcla de flujos en acuíferos kársticos (Quinn y Tomasko, 2000) o modelar la recarga natural en zonas semiáridas (Martinez-Santos y Andreu, 2010).

En resumen, el apoyo y combinación de todas estas técnicas de estudio en esta investigación hidrogeológica se ha convertido en una herramienta de trabajo determinante a la hora de elaborar hipótesis sobre el funcionamiento de los acuíferos.

Las investigaciones realizadas en esta tesis se han llevado a cabo en el marco de varios proyectos de investigación. Uno de ellos es el proyecto “Valoración de procesos de recarga y descarga de acuíferos mediante trazado natural. Procedencia del agua subterránea en áreas de descarga mediante ^{222}Rn y relación con la red de flujo”, llevado a cabo por la Universidad Politécnica de Cartagena, que fue uno de los tres proyectos subordinados del proyecto MICINN CGL2009-12910-C03, REDESAC, desarrollado entre los años 2010 y 2013. Las investigaciones también se han beneficiado de dos proyectos financiados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el primero denominado: “Contribución al conocimiento de las modificaciones en la red de flujo subterráneo mediante el análisis de las descargas y modelización numérica. Caso de estudio: Acuífero Alcadozo (cuenca del Segura)”, ALCAMOD (2012-2013)-nº proyecto 2099, y el segundo titulado: “Actividades técnicas y mantenimiento de infraestructura hidrogeológica del Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica (2014-2016)-nº de proyecto 2504.

1.1. Objetivos de la tesis

El objetivo general de la tesis es contribuir al desarrollo de una metodología de caracterización de acuíferos carbonatados que incluya tanto técnicas de estudio de índole muy diversa (hidrodinámicas, hidroquímicas, isotópicas y de modelación) como la evaluación de la incertidumbre de los resultados. Se ha intentado poner a punto un método de estudio que incorpore, de forma rutinaria, la evaluación y discusión de la incertidumbre -que es una actividad propia del ámbito académico- a los distintos aspectos del modelo conceptual de funcionamiento de un acuífero. Se espera que dicha metodología sea útil a investigadores y técnicos cuyo trabajo está enfocado a generar conocimiento sobre los recursos hídricos subterráneos para cumplir los requisitos de las directivas europeas Marco de Aguas (2000/60/CE) y protección de la calidad de las aguas subterráneas (2006/118/CE).

Hay que tener en cuenta que mejorar el conocimiento de los recursos hídricos subterráneos forma parte de los objetivos generales de la planificación hidrológica (IGME-DGA, 2012). Dado que este objetivo no puede lograrse a través de una aplicación generalizada, ya que los acuíferos son complejos y altamente variables de un lugar a otro, se ha elegido como zona de estudio la MASb Alcadozo, en la cuenca alta del río Segura. Esta MASb reúne una serie de características hidrogeológicas y singularidades que favorecen los objetivos

de la investigación. Se trata de un acuífero carbonatado que presenta incertidumbres en su funcionamiento y en su relación hidrodinámica con el río principal (río Mundo), cauces superficiales e infraestructuras hídricas. Además, es una zona de interés estratégico por su localización dentro de la cuenca hidrográfica, lo que la hace potencialmente favorable de cara a una posible explotación de agua subterránea con el objetivo de incrementar los recursos hídricos disponibles en situaciones de sequía.

Otro objetivo principal de la tesis es avanzar en la integración de los métodos de cuantificación de la recarga a acuíferos, proporcionando información confiable sobre los valores de recarga y su variabilidad espacial, así como una buena comprensión de los procesos de recarga y sus principales controles. La recarga es una variable clave para la gestión hídrica de los recursos hídricos subterráneos y uno de los términos con mayor dificultad para ser evaluado con aceptable precisión, especialmente en zonas semiáridas como el SE peninsular. Entre las muchas técnicas existentes para evaluarla, el uso de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas basadas en trazadores ambientales es muy útil para localizar y cuantificar la recarga, conocer la red de flujo y cuantificar las descargas de agua subterránea de manera concentrada o en cuerpos de agua superficial.

Entre los objetivos particulares del estudio en la MASb Alcañiz están los siguientes:

- (a) Establecer los rasgos de la red de flujo de agua subterránea del acuífero.
- (b) Obtener rangos de incertidumbre asociados a la estimación de procesos naturales con múltiples fuentes de error, tal como sucede en la estimación de la recarga de agua subterránea, que sean propios de acuíferos carbonatados. Aparte de mostrar los beneficios de aplicar diferentes técnicas de estudio para estimar la recarga con sus incertidumbres asociadas y a diferente escala (local y regional), se analizará la influencia de determinados parámetros en la magnitud de la recarga y se evaluará y discutirá la consistencia de los resultados obtenidos.
- (c) Caracterizar hidroquímica e isotópicamente el acuífero, identificando los principales procesos hidroquímicos que son responsables de la composición química regional y de la calidad del agua del acuífero, evaluando los tiempos de residencia y el efecto, sobre la composición del agua subterránea, de procesos tales como de evaporación durante la recarga o la mezcla de aguas con distinto tiempo de permanencia.
- (d) Estudiar el impacto espacial y temporal de grandes obras hidráulicas realizadas en el terreno sobre la red de flujo del agua subterránea. Uno de los trabajos más singulares planteados inicialmente está relacionado con la existencia del túnel de Talave en su sector oriental. Esta infraestructura abre la posibilidad de investigar el nivel de impacto que pudo producir su construcción en el comportamiento hidrodinámico del acuífero y el papel que juega actualmente en su funcionamiento. En concreto se ha estudiado la modificación de la red regional de flujo de agua subterránea a consecuencia de la excavación del túnel de Talave en la década de 1970 (túnel de 32 km de longitud, localizado en el sector E del sistema acuífero).

(e) Elaborar y contrastar con modelación numérica de flujo del agua subterránea el/los modelo/s conceptuales de funcionamiento del acuífero que se vayan elaborando. Los ejercicios de modelación del flujo que se proponen se harán a escala regional, y deben ser la base para futuros modelos numéricos de tipo predictivo.

Para alcanzar estos objetivos ha sido necesario un trabajo de actualización y conocimiento del estado del arte sobre las diferentes temáticas y técnicas de estudio usadas.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

2. METODOLOGÍA

De acuerdo a los objetivos de la investigación se han realizado una serie de trabajos que se resumen en: (1) recopilación previa de información sobre el área de estudio y estado del arte de las técnicas de estudio aplicadas en la investigación; (2) inventario de la infraestructura hidrogeológica y diseño de las redes de control; (3) toma de muestras y de datos en campo; (4) trabajos de laboratorio; (5) aplicación de las diferentes técnicas de estudio, discusión e interpretación de los resultados y conclusiones.

2.1. Recopilación de antecedentes y del estado del arte metodológico

La fase de recopilación de información existente sobre el área de estudio ha consistido principalmente en extraer y analizar el conocimiento geológico e hidrogeológico aportado en los estudios previos existentes. Prácticamente toda la información ha procedido de estudios regionales que se realizaron hace varias décadas, aunque ninguno de ellos de forma exclusiva sobre la MASb Alcadozo. Concretamente, hay que destacar la tesis doctoral titulada “Geología e hidrogeología del sector de Alcaráz-Liétor-Yeste” realizada por Rodríguez-Estrella en el año 1979; el trabajo realizado por el Ministerio de Obras Públicas (MOPU), a través del Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP) y Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH), en el año 1988 titulado “Estudio de la Unidad Hidrogeológica de Pliegues Jurásicos entre los embalses de Talave, Cenajo y Camarillas (Albacete)” y la investigación realizada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la DGOH en 2001 desarrollada en el marco del “Proyecto para la actualización de la infraestructura hidrogeológica de las unidades 05.01 Sierra de Cazorla, 05.02 Quesada-Castril, 07.07 Fuente Segura-Fuensanta, 07.14 Segura-Madera-Tus, 07.36 Calar del Mundo y 07.37 Anticlinal de Socovos y Carbonatado de la Loma de Úbeda”. Además, hay algunos trabajos realizados en los últimos años personalmente por el doctorando mediante colaboración y/o encomienda de gestión por el IGME, la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS) y la Dirección General del Agua (DGA) que han contribuido, en parte, a la caracterización hidrogeológica del área de estudio. Entre estos trabajos hay que destacar, por su relación con los objetivos de la tesis, los siguientes: el estudio “Definición de un plan de extracciones en la cuenca alta del Segura en épocas de sequía” (IGME-CHS,2009), el trabajo “Caracterización adicional de las masas de agua en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015”, el estudio “Interrelación entre aguas superficiales y subterráneas, manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico” y el “Mapa piezométrico de España”. El primer trabajo citado supuso, en cierta manera, el origen de esta tesis doctoral. Una síntesis de los resultados del resto de trabajos citados está en IGME-DGA (2012).

Por otro lado, la bibliografía científica consultada que está relacionada exclusivamente con las técnicas de estudio aplicadas en la tesis ha sido muy amplia, y está identificada en cada uno de los capítulos y referenciada posteriormente.

2.2. Infraestructura hidrogeológica y diseño de la red de control

La fase de trabajo de campo comenzó con un primer contacto con el área de estudio a través del inventario de puntos de agua. Este trabajo se realizó con el objetivo de conocer la infraestructura hidrogeológica existente. Se llevó a cabo en la fase inicial de la investigación, aunque periódicamente se han ido actualizando datos. El inventario de puntos de agua constituye la principal fuente de datos de la investigación y ha sido la base sobre la que se ha apoyado el diseño de la red de control de las aguas subterráneas y superficiales (Figura 2.1). Este trabajo ha puesto el foco en obtener información de manera distribuida en el acuífero. Se ha tenido en cuenta el estado y las características constructivas de los sondeos o pozos, con el fin de hacer una selección de puntos potencialmente favorables para el control piezométrico, hidroquímico y/o hidrométrico. En general, los puntos inventariados y/o utilizados en el estudio se han diferenciado mediante un código numérico. Hay que indicar que tan solo, por su singularidad, los piezómetros construidos en las inmediaciones de la traza del túnel de Talave se han identificado de manera específica mediante un número más T mayúscula (por ejemplo, 3T). En el caso de las aguas superficiales, se ha fijado la atención principalmente en identificar tramos de río o arroyos posiblemente relacionados con el acuífero y adecuados para la toma de datos. En este sentido, hay que indicar que el régimen de flujo en los cauces ha condicionado, en algún caso, la toma de datos. Las campañas han sido realizadas preferentemente en condiciones de flujo base. Con el fin de que el inventario sea consistente y no genere dudas, todos los puntos de agua están como se ha comentado numerados y también identificados con sus coordenadas X-Y (UTM) y Z (altitud).

La información de algunos puntos también ha procedido de la Base de Datos del IGME (BDA) (<http://info.igme.es/BDAsAgua/>) y del estudio IGME-CHS (2009). El total de puntos inventariados en campo, incluyendo los puntos existentes en estudios previos y de los cuales se ha obtenido algún tipo de información, han sido 181. Las características básicas de la infraestructura hidrogeológica (sondeos, pozos, manantiales, agua superficial y túnel de Talave) están recogidas en la Tabla A.1.1 (en el texto, de ahora en adelante, las tablas que comienzan en A. están incorporadas en los Anexos).

Con toda la información disponible se ha diseñado el trabajo de campo encaminado a obtener información específica en determinados puntos de agua. Este trabajo ha sido muy dinámico, ya que la obtención de resultados, según evolucionaba la investigación, ha servido para reconducir el plan de trabajo inicial y seleccionar los puntos de control más adecuados para cumplir con los objetivos del estudio.

2.3. Toma de muestras y de datos en campo y análisis de laboratorio

Para conocer el esquema del flujo regional se han realizado 6 campañas piezométricas (semestrales) en 22 sondeos (Figura 2.2) como máximo por campaña, entre los años 2012 y 2014. Además, se ha dispuesto de datos procedentes de otra campaña realizada en el año 2009 dentro del estudio IGME-CHS (2009) (Tabla A.2.1). Las tres últimas campañas han sido selectivas, ya que se han tomado datos tan solo en 6 sondeos, después de optimizar la red en coherencia con el régimen natural del acuífero.

Como se ha comentado en otros capítulos, la información procedente del túnel de Talave ha sido otra vía de información hidrogeológica en la investigación. Se ha obtenido información histórica de tres campañas piezométricas (junio de 1990 y junio-julio de 1994) (Tabla A.2.2). A partir del conocimiento adquirido, se ha realizado una nueva campaña específica en el entorno del túnel en junio de 2014. Los resultados no han sido completos según lo previsto, ya que algunos piezómetros no fueron localizados o estaban en mal estado. En cualquier caso, los niveles piezométricos medidos han sido muy útiles para elaborar los mapas que han hecho posible hacer un análisis espacial y temporal del flujo subterráneo. En general, las hipótesis de funcionamiento que se proponen están apoyadas en la densidad de información (puntos de control). El análisis de los datos disponibles y la elaboración de mapas han sido fundamentales para dar robustez al modelo hidrogeológico conceptual.

Figura 2.2. Detalle de la medida del nivel piezométrico en algunos sondeos del área de estudio.

La caracterización hidrodinámica de los dos manantiales principales de Ayna y Liétor se ha realizado considerando los caudales de salida medidos durante la investigación y los aportados en los estudios IGME-CHS (2009) y CHS (2014b). En total, desde 2007 hasta 2014 se han tomado 49 y 59 medidas de caudal en las fuentes de Liétor y Ayna, respectivamente (Figura 2.3) (Tabla A.3.1).

Por otro lado, se han realizado 4 aforos en la salida del túnel de Talave cuando las condiciones lo han permitido, es decir, en periodos sin trasvase de agua desde la demarcación hidrográfica del Tajo. Así mismo, se efectuó una medida en el interior del túnel (octubre de 2014), aproximadamente en la divisoria hidrológica entre las cuencas del Júcar y del Segura. Estas medidas están incorporadas en el texto del capítulo del túnel de Talave.

Para estudiar la interacción río-acuífero se realizaron 16 aforos en el río Mundo, que están publicados en Ortega et al. (2015).

Figura 2.3. Detalle de a) sección de aforo en el manantial de Liétor, b) área de descarga del manantial de Ayna y c) escala limnimétrica situada en la sección principal de medida del manantial de Ayna.

Para caracterizar hidroquímicamente el área de estudio se han tomado 130 muestras de agua subterránea en diferentes campañas de campo a lo largo del tiempo que ha durado la investigación (tablas A.4.1 y A.4.2). Durante este periodo se ha obtenido información de 72 muestras de agua tomadas en manantiales, a las cuales se han incorporado 8 muestras de agua de manantial tomadas en 1988 y obtenidas de MOP-DGOH-SGOP (1988) y 11 muestras tomadas en 1996 y obtenidas de IGME-DGOH (2001), y 51 muestras de agua obtenidas en sondeos o pozos. En algunos casos se ha tenido que coordinar el muestreo con los propietarios con el fin de hacerlo dentro de la franja horaria (tarificación nocturna) en la que se bombeaba. La campaña realizada en octubre de 2014 para la toma de datos en el interior del túnel de Talave ha sido el origen de la información hidroquímica aportada por esta infraestructura singular. Se tomaron 7 muestras de agua en el interior del túnel (allí donde las filtraciones eran más significativas) y una (1) muestra en la boca de salida del mismo, la cual integra el agua filtrada a lo largo del túnel. Además, hay cuatro (4) muestras más tomadas de manera puntual en la salida del túnel en visitas realizadas antes (2012) y después (2015 y 2016) (Tabla A.4.4).

La composición química del agua superficial se ha obtenido de los trabajos realizados como parte de las actividades del proyecto MICINN REDESAC (ver Capítulo 1) publicados en Ortega et al. (2015). Las muestras de agua superficial consideradas en este estudio han sido 24. A ellas se han incorporado 2 muestras más del estudio realizado por IGME-DGOH (2001) (Tabla A.4.3).

Con el objetivo de conocer la composición química del agua de lluvia y estimar el aporte de solutos por vía atmosférica se han instalado 4 muestreadores totalizadores de lluvia. Tres de los muestreadores se instalaron en las estaciones pluviométricas de la AEMET en Liétor y Bogarra y en la estación de la CHS en Paterna del Madera (estaciones L, B y PM en Figura 2.1; Tabla

A.4.5). Con el propósito de obtener mayor precisión espacial del aporte atmosférico de solutos se instaló una cuarta estación en Fontanar de las Viñas (estación FV en Figura 2.1). Las tres primeras estaciones han estado controladas por las personas encargadas del registro termo-pluviométrico de las correspondientes estaciones. Los valores diarios de precipitación en L, B y PM se han obtenido de la AEMET y CHS mediante petición oficial. Según el cronograma de trabajo, se han solicitado datos de P y T en diferentes fases del estudio. La estación de FV estuvo controlada por el propietario de la finca donde se ubicó, quién también registró la precipitación diaria.

El periodo de muestreo ha estado comprendido entre enero de 2011 y diciembre de 2014, y el número de muestras analizadas por estación (integradas semestralmente) ha estado entre 7 y 8, salvo para la estación de Paterna del Madera, que estuvo controlada tan solo durante el año 2014 y en la que se analizaron solo 2 muestras de agua (Tabla A.4.5). Además, hay datos químicos de lluvia de estas estaciones anteriores (estuvieron operativas 6 meses durante el año hidrológico 2008/2009) que se han incluido en el estudio, y que proceden del Trabajo Fin de Master del doctorando (Hornero, 2010).

Para apoyar la identificación de las zonas de recarga, las líneas de flujo y los tiempos de tránsito del agua subterránea, coincidiendo con las campañas generales de muestreo hidroquímico en muchos puntos se han tomado muestras y analizado los isótopos estables de la molécula de agua ($^{18}\text{O}_\text{H}_2\text{O}$ y $^2\text{H}_\text{H}_2\text{O}$) y la actividad de tritio (^3H). Los datos de isótopos estables corresponden a 66 muestras de agua subterránea (9 de ellas procedentes del túnel de Talave) y 6 muestras de agua superficial (tablas A.5.1 y A.5.2). La actividad de ^3H ha sido medida en 32 muestras de agua subterránea (9 de ellas del túnel de Talave) (tablas A.5.1 y A.5.2). También se ha medido la composición de los isótopos estables en 16 muestras de agua de lluvia recogidas entre 2011 y el primer semestre de 2014 (Tabla A.5.3). Además, se ha descargado información isotópica (isótopos estables y tritio) de diferentes estaciones nacionales de la red GNIP-IAEA y red REVIP que gestiona la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) con sede en Viena. Por otro lado, para dar apoyo a la identificación del impacto de la actividad agrícola, en una campaña de campo específica se tomaron 26 muestras de agua subterránea y 1 de agua superficial (embalse de Talave) para analizar la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabla A.5.1).

El procedimiento de muestreo para el agua subterránea ha consistido en tomar la muestra directamente en los manantiales y durante el bombeo en los sondeos y pozos (siempre tras suficiente tiempo de bombeo como para asegurar la renovación), antes de ser sometida a cualquier tratamiento en los depósitos de regulación, ya que mayoritariamente son aguas de abastecimiento. Para las muestras destinadas a análisis físico-químico se utilizaron botellas de 1 litro que estuvieron almacenadas y refrigeradas hasta su envío al laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en Tres Cantos (Madrid). En todos los casos se ha seguido el procedimiento establecido en GOAS1 (IGME, 1997) para la recogida, almacenamiento y transporte de las muestras de agua, el cual está basado en los protocolos oficiales del BRGM francés y la EPA de los EEUU. El laboratorio del IGME tiene establecido un Sistema de Gestión de Calidad basado en los requisitos de la Norma UNE-EN ISO/IEC 17025 que garantiza la conformidad de las

actividades de ensayo de análisis físico-químico de aguas continentales (<http://igme.es/servicios/laboratorios.htm>).

Las variables analizadas en el laboratorio (para aligerar el texto se omite la carga de las especies iónicas) han sido pH, conductividad eléctrica (CE), Cl, HCO₃, SO₄, Na, K, Ca, Mg, NO₃, PO₄, NH₄, SiO₂. En algunas muestras se ha incorporado el Br con el fin de usar la relación molar Cl/Br como indicador del origen de la salinidad del agua.

En el laboratorio del IGME se han utilizado los siguientes métodos, límites de detección e incertidumbres analíticas en el análisis de los componentes mayoritarios y minoritarios.

Tabla 2.1. Métodos analíticos, límite de detección e incertidumbre analítica del laboratorio del IGME.

Componente	Método utilizado	Límite de detección (mg/L)	Incertidumbre analítica relativa (%)
HCO ₃	Autoanalizador	2	15
SO ₄	Autoanalizador	2	14
NO ₃	Autoanalizador	0,5	14
PO ₄	Autoanalizador	0,05	20
Na	Espectrometría de absorción atómica	2	8
K	Espectrometría de absorción atómica	1	20
Ca	Espectrometría de absorción atómica	1	10
Mg	Espectrometría de absorción atómica	1	20
NH ₄	Autoanalizador	0,05	20
SiO ₂	Autoanalizador	1	15
Cl	Cromatografía iónica	1	12
Br	Cromatografía iónica	1	6

Las tablas A.4.1 a A.4.5 contienen los valores analíticos obtenidos en laboratorio. En todos los casos, antes de trabajar con los datos se ha evaluado la consistencia de los análisis calculando el error del balance iónico. En un análisis químico la suma de cargas positivas (meq/L de cationes) debe ser igual a la suma de cargas negativas (meq/L de aniones), es decir:

$$r(\text{CO}_3\text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^-) = r(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \quad r = \text{meq/l}$$

Si existe una diferencia importante puede ser debido a la existencia de cantidades anormales de los iones menores (no medidos) o a un error grave de análisis (Custodio y Llamas, 1983). El porcentaje de error en el balance del análisis viene dado por la siguiente expresión:

$$\text{Error (\%)} = 100 (\Sigma \text{cat} - \Sigma \text{an} / (\Sigma \text{cat} + \Sigma \text{an}) / 2)$$

El error admisible depende de la concentración de sales en el agua y del tipo de agua, aunque de forma aproximada se considera que la tolerancia en el error de un análisis se puede establecer en función de la CE del agua, de tal forma que a menor CE el error admisible es mayor, pero con límites. Para aguas con $\text{CE} < 50 \mu\text{S/cm}$ ($\approx$ aguas de lluvia de zonas continentales) se puede aceptar un error de hasta el 30 %, mientras que para aguas con $\text{CE} > 2000 \mu\text{S/cm}$ el error debe ser $\leq 4 \%$. El error calculado en las muestras de aguas subterráneas y superficiales utilizadas en este estudio ha sido $< 6,7 \%$. En las muestras de agua de lluvia el error ha sido algo mayor, llegando en algún caso al 33 %, si bien, en general, siempre ha estado muy por debajo de este valor (ver tablas A.4.1 hasta A.4.5).

Durante la mayoría de los muestreos se midieron en campo la CE, el pH y la temperatura del agua, utilizando principalmente una célula 50 64 de Crison (CE y T) y una célula 50 50 T de Crison (pH). En todos los casos los aparatos fueron calibrados previamente a la toma de medidas. En algunos casos (sondeos) las medidas de pH, T y CE se han realizado en el interior de una célula de flujo continuo mientras se estaba bombeando (Figura 2.4). En algunas muestras también se midió en campo la alcalinidad total (TAC) mediante titulación con un micro-tritrador de la marca Hach®, o bien mediante test de alcalinidad (Aquamerck®) por determinación volumétrica con HCl como agente valorante frente a fenolftaleína como indicador. La alcalinidad medida se ha expresado como concentración equivalente de CO_3Ca (en mg/L). En la mayoría de los casos esta TAC representa la concentración de HCO_3^- , ya que los resultados de laboratorio indican que en las muestras el contenido de CO_3 ha sido prácticamente nulo, en coherencia con los valores del pH (que mayoritariamente están entre 7 y 8).

Figura 2.4. Detalle del conductivímetro utilizado en campo durante el proceso de calibración previo a la toma de datos (izqda.) y medida de la CE, T y pH utilizando célula de flujo continuo (dcha.).

Las muestras tomadas para analizar los isótopos estables de la molécula de agua ^{18}O y ^2H se recogieron en botellas de 0,1 L. Por cuestiones operativas y disponibilidad temporal de los laboratorios, las muestras fueron analizadas en distintos centros: laboratorio del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) en Madrid; laboratorio del Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (USAL) y laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). Los métodos analíticos utilizados han sido espectrometría de masas ligeras (IRMS) de doble entrada (laboratorio del CEDEX), sistema Multiflow conectado en línea a un espectrómetro de flujo continuo Isoprime (laboratorio de la USAL) y espectrometría láser (CRDS) modelo L2120i-CRS (laboratorio del CEHIUMA). Los valores de los isótopos estables están reportados frente al estándar de la IAEA en Viena (V-SMOW) con la nomenclatura clásica “ δ ‰ V-SMOW”, donde “ δ ‰” significa desviación, en tanto por mil, del valor de las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^2\text{H}/^1\text{H}$ en cada muestra respecto al valor de esas mismas relaciones en el patrón suministrado por la Agencia Internacional de Energía Atómica en Viena (V-SMOW). En todos los casos la precisión reportada ha sido $\pm 0,1$ - $0,5$ ‰ V-SMOW para el $\delta^{18}\text{O}$ y ± 1 - 2 ‰ V-SMOW para el $\delta^2\text{H}$.

Para analizar la actividad de ^3H se tomaron muestras de 1 L en botellas de plástico de alta densidad. Un conjunto de muestras se analizó en el laboratorio del CEDEX en Madrid y, en una fase posterior de la investigación, otro conjunto se analizó en el laboratorio del Servicio de Datación por Tritio y Carbono 14 de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Barcelona (UAB). La medición se realizó mediante contador de centelleo líquido de muy bajo fondo. Las actividades se reportan como unidades de tritio (UT); una UT corresponde a la proporción $^3\text{H}/10^{18} \text{ } ^1\text{H}$. La incertidumbre reportada ($\pm \sigma$) es variable, pero menor de 0,6 UT (tablas A.5.1 y A.5.2).

Para la determinación de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, siguiendo las instrucciones del laboratorio SGIker-Geocronología del Departamento de Mineralogía-Petrología de la Universidad del País Vasco (UPV) se tomaron, filtraron ($0,45 \mu\text{m}$) y acidularon (con HNO_3) muestras de agua de 0,1 L en botellas de plástico denso. El método analítico utilizado fue espectrometría de masas con fuente de ionización térmica (TIMS). Los valores de la relación se expresan como absolutos. La incertidumbre analítica reportada es $\pm 10^{-6}$.

Se ha comentado anteriormente que las aguas de lluvia han sido recolectadas mediante muestreadores. Para el muestreo de agua de lluvia se han seguido las directrices para configurar la estación indicadas en la “Guía para el muestreo de la precipitación” elaborada por la IAEA/GNIP (http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/gnip_manual_v2.02_es_hq.pdf). Estos dispositivos constan de un embudo (recolecta el agua de lluvia), un bidón de plástico con capacidad (altura en mm) suficiente para evitar que se desborde el agua recogida (se consideran los eventos extremos de precipitación en la localización del colector) y una manguera de plástico que une el embudo con el bidón o colector. El embudo se cubrió con una malla que minimizase la entrada de vegetación o insectos. Cada vez que se recogía el agua almacenada (al final de cada mes), en cada bidón se vertía una lámina fina (1-2 mm) de vaselina para minimizar la evaporación. Además, los bidones se protegieron ubicándolos en la mejor posición posible dentro del lugar de muestreo o

cubriéndolas externamente con tela especial (en verano) para minimizar el efecto de la radiación solar. Las muestras de agua fueron mensualmente depositadas en contenedores mayores (capacidad máxima 200 l) almacenados en un lugar cerrado y temperatura estable hasta su envío al laboratorio.

2.4. Técnicas de estudio utilizadas

Las principales herramientas y técnicas de estudio que se han utilizado para alcanzar los objetivos de la investigación han sido las siguientes:

1. Para establecer el esquema de flujo regional se ha interpolado la información piezométrica obtenida en las diferentes campañas. La interpolación de los niveles piezométricos se ha realizado mediante el programa SURFER V.11 (Golden Software Inc.). Se ha analizado la coherencia entre las hipótesis de flujo y los principales rasgos hidrogeológicos y geométricos de la MASb. Así mismo, se ha estudiado la evolución temporal de la superficie piezométrica.
2. La descarga natural del acuífero a la superficie se ha estimado a partir de la medición in situ de los principales manantiales y mediante aforos diferenciales en el río Mundo y los cauces tributarios. En los manantiales principales de Liétor y Ayna se instalaron sensores de las marcas OTT-CTD (Liétor) e Hydrolab MS5 (Ayna) y se midió la CE y la T (Figura 2.5). Los aforos se realizaron utilizando un micromolinetete A-OTT-Kempton (nº serie 98542-tipo C2) y contador digital FAT Z400 (Figura 2.5). Para el cálculo de los caudales se han tenido en cuenta sus fórmulas de calibración.

Figura 2.5. Detalle del contador digital FAT Z400 descargando datos al ordenador (izqda.) y sensor OTT-CTD instalado en la salida principal del manantial de Liétor.

3. Las técnicas de estudio usadas para conocer la interacción río Mundo-acuífero están explicadas en Ortega et al. (2015). El doctorando trabajó de manera relevante en el diseño, toma de datos e interpretación de resultados obtenidos con el uso de ^{222}Rn . El trabajo se desarrolló durante varias campañas entre los años 2011 y 2013, midiendo en campo actividad de radón en los acuíferos de la cuenca del río Mundo (en manantiales y pozos) y también en 24 puntos situados a lo largo de casi 50 km de cauce del río, en los cuales también se aforó el caudal y

se tomaron muestras para analizar (en laboratorio) el contenido de cloruro. El trabajo consistió en realizar y comparar los resultados de balances de masa de radón, cloruro y agua por tramos (diferenciales). Los aforos de agua y los balances de masa de cloruro se realizaron según la metodología descrita en Custodio y Llamas (1983). Además se cuantificó la incertidumbre de los aforos según Sauer y Meyer (1992). Esta incertidumbre se calcula en términos de desviación estándar considerando las diferentes componentes de error en la medida (profundidad, ancho, velocidad y procedimiento de cálculo).

4. Para estimar y regionalizar la recarga de agua subterránea en la MASb Alcadozo se han utilizado técnicas de estudio singulares como el balance de masa de cloruro atmosférico, el balance de agua en el suelo y las técnicas geoestadísticas. Se han utilizado herramientas SIG (ArcMap GIS 9.3 y SURFER V.11) para gestionar la información geológica e hidroquímica espacialmente distribuida. El código Visual Balan (Samper et al. 2005) se ha utilizado para estimar la recarga a escala subregional, en las cuencas de los manantiales de Ayna y Liétor.
5. Para identificar los principales procesos físicos y químicos que controlan los diferentes tipos químicos de agua y su distribución espacial y temporal se ha empezado estudiando la información que aportan los diagramas convencionales de Piper, Schöeller-Berkaloff y Stiff modificados. Estos diagramas son muy útiles para obtener información sobre los tipos o facies químicas existentes en la zona de estudio, los posibles procesos físicos e hidrogeoquímicos que las originan (Piper), su variabilidad espacial y la relación de los cambios con las fuentes litológicas y antrópicas (Schöeller-Berkaloff y Stiff) y los rangos de variación de las concentraciones en aguas de distinto origen y sus posibles causas. Estas técnicas gráficas ayudan a identificar, de forma rápida, los procesos físico-químicos que controlan las características químicas principales de las aguas. Es decir, sirven para establecer los rasgos principales de los modelos conceptuales que explican el origen de la composición química de las aguas de un sistema acuífero. La información deducida de estos diagramas se ha complementado y contrastado con el estudio de otros diagramas bivariantes (para analizar información a escala local, subregional y regional) y de ciertas relaciones iónicas. Con todo ello se han identificado las principales fuentes que aportan solutos al agua subterránea y se ha construido un modelo conceptual coherente sobre los procesos hidrogeoquímicos que controlan la composición química del agua subterránea y su distribución espacial y los procesos de origen antrópico que modifican la composición química natural del agua subterránea. Para la gestión y representación de datos hidroquímicos se ha utilizado el programa Easy_Quim (Versión 5.0) (<https://h2ogeo.upc.edu/es/software-hidrologia-subterranea/11-software-hidrologia-subterranea/42-easy-quim>). Para el cálculo de los índices de saturación mineral se ha usado el reputado programa de modelación hidrogeoquímica PHREEQC (Versión 3.3.11) (https://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/) (Parkhurst y Appelo, 1999).

6. El modelo hidrogeoquímico conceptual diseñado se ha contrastado con un análisis de componentes principales (ACP), en especial los aspectos relativos a las fuentes de solutos, los procesos hidrogeoquímicos de control a escala regional y a la interacción río-acuífero. El ACP es utilizado para identificar patrones comunes en las características de un amplio grupo de muestras. ACP intenta explicar la varianza de un conjunto de variables correlacionadas y transformarlas en un grupo más reducido de variables independientes llamadas Componentes Principales (CP). Estas CP se construyen dependiendo de las similitudes y diferencias existentes en los parámetros y muestras consideradas (Davis, 2002). Este trabajo se ha realizado utilizando el programa ANDAD 7.12, desarrollado por el Centro de Geo-Sistemas del Instituto Superior Técnico de Lisboa (IST) (CVRM, 2000), y el programa STATISTICA (Versión 8) (Statsoft 2008). Además, el doctorando realizó una estancia en noviembre de 2014 en el IST para conocer la aplicabilidad y uso de las técnicas geoestadísticas (Ribeiro, 2011) y trabajar con los programas citados datos propios de la tesis.
7. Los isótopos estables de la molécula de agua ^{18}O y ^2H se han usado para conocer el origen del agua subterránea y la altitud de las zonas de recarga. El isótopo radiactivo de la molécula del agua tritio (^3H) ha ayudado a datar aguas relativamente jóvenes (< 50 años en el acuífero) y a diferenciar la red de flujo y los tiempos de permanencia del agua.
8. Por otro lado, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se ha utilizado para conocer cuándo/dónde la composición del agua subterránea es de origen litológico y cuándo/dónde está influenciada por actividades y fuentes antrópicas tales como la fertilización. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se comporta como un trazador conservativo persistente en la litología con la que el agua está en contacto. Solo cambia cuando/donde se produce mezcla con otras aguas que circulan por otras litologías (con diferente composición isotópica y concentración de Sr) o bien que tienen contribución de Sr no litológico. En el segundo caso, la fuente más común de Sr son los fertilizantes. Esta propiedad lo convierte en un trazador confiable para el estudio del origen del Sr en agua, evaluar procesos de mezcla de agua subterránea con distinta marca hidroquímica y/o isotópica y estudiar el estado de equilibrio isotópico entre el agua subterránea y la estructura geológica (Kendall y McDonnell, 1998). En resumen, la información que aporta es relevante para establecer un modelo conceptual de flujo consistente.
9. El análisis del papel que juega el túnel de Talave en el funcionamiento hidrodinámico del sector oriental de la MASb ha consistido en el estudio de sus principales rasgos geológicos y geométricos, su comportamiento hidrodinámico (caudal y piezometría) y su relación con el sector de acuífero adyacente en la actualidad y en el momento de la perforación (década de 1970). También se han estudiado la hidroquímica, los isótopos estables y el tritio y su contribución al conocimiento del flujo regional en el sector donde está el túnel. Las herramientas utilizadas son idénticas a las antes citadas, principalmente diagramas, análisis bivariante y aforos (Figura 2.6). Los aforos y su incertidumbre se calcularon según se indica en el punto 3 de esta lista. Esta parte de la

tesis ha requerido realizar un trabajo específico que ha consistido en la toma de datos en determinados puntos a lo largo del interior del túnel (32 km). La visita, localización de los puntos de muestreo (drenajes) y la toma de datos y aforos duró casi 4 horas en condiciones algo extremas. Este trabajo estuvo coordinado y tuvo que ser autorizado por cuestiones de seguridad por la Dirección Técnica de la Confederación Hidrográfica del Tago.

10. El modelo conceptual de funcionamiento de la MASb generado con los estudios geológicos, hidrodinámicos, hidrogeoquímicos, etc. descritos se ha contrastado mediante la modelación numérica de flujo del agua subterránea. Para la modelación se ha utilizado el programa MODFLOW (McDonald et al. 1988) en su versión comercial VisualModflow (Waterloo Hydrogeologic Inc.). Los datos de entrada (geometría, recarga, descarga, parámetros hidráulicos y condiciones de borde) proceden de la información generada en las fases anteriores de la investigación.

Figura 2.6. Detalle de a) boca de entrada al túnel de Talave (Los Anguijes), b) boca de salida del túnel de Talave (Liétor) y c) aforo realizado en el interior del túnel (octubre de 2014). Todas las fotografías fueron tomadas en situación de no trasvase de agua entre las demarcaciones hidrográficas del Tago y Segura.

CAPÍTULO 3. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

3. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Contexto geográfico de la MASb Alcadozo

3.1.1. Situación

La MASb Alcadozo (código 070.003 en el Plan Hidrológico de la cuenca del río Segura; CHS, 2014) está comprendida íntegramente en la provincia de Albacete (Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha) y se distribuye entre los términos municipales de Ayna, Liétor, Bogarra, Alcadozo, Paterna del Madera y Hellín. Al N limita con la divisoria de aguas superficiales que separa las cuencas de los ríos Júcar y Segura. El límite S coincide de forma aproximada con los cauces de los ríos Mencil (posteriormente toma el nombre de arroyo de Bogarra) y Mundo hasta las cercanías del embalse de Talave. Al E limita con las pequeñas localidades de Cañada de Tobarra, Mullidar y Nava de Arriba. Al O el límite viene marcado por los relieves de la Sierra de Alcaraz (Figura 3.1).

Figura 3.1. Mapa de situación y base topográfica de la MASb Alcadozo (070.003) en la Demarcación Hidrográfica del Segura, con la localización de los principales núcleos de población, límites entre términos municipales y red hidrográfica. (Fuente: Anejo 12. Fichas de caracterización adicional de las masas de agua subterránea, Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura para el periodo 2009-2015; CHS, 2014a).

El área de la MASb considerada en este estudio (ver Capítulo 1) está próxima a los 509 km² (CHS, 2014a). Es conveniente precisar que actualmente la extensión oficial es de 454 km², tras la redefinición realizada por la Confederación Hidrográfica del Segura en el nuevo ciclo de planificación 2015-2021, dentro de la revisión del “Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Segura” (en adelante PHDS) (CHS, 2016). Los criterios que han justificado esta modificación han sido exclusivamente de tipo hidrodinámico, apoyados en las direcciones principales de flujo (IGME-CHS,

2009). Más adelante se comentan detalladamente los criterios de modificación y las incertidumbres de los mismos (Apartado 4.1).

3.1.2. Climatología

El área de estudio presenta los rasgos climatológicos característicos de la cuenca alta del río Mundo. Se localiza dentro del ámbito climático Mediterráneo, donde el principal rasgo es la existencia de una acentuada sequía estival, si bien hacia el extremo más occidental se detecta una marcada influencia continental, con una elevada amplitud térmica anual, estacional e incluso diaria, motivada por su situación orográfica aislada de la parte costera.

El relieve es accidentado (Figura 3.2). Las mayores elevaciones (hasta 1577 m s.n.m.) están en el sector más occidental, mientras que hacia el este y sur las cotas disminuyen paulatinamente hasta 944 m s.n.m. Esta disposición orográfica da lugar a que las masas de aire húmedo que penetran por el Valle del Guadalquivir (al O de la MASb) se encuentren con una primera barrera montañosa más elevada, donde se producen las precipitaciones medias anuales más intensas.

Figura 3.2. Mapa digital del terreno y red hidrográfica en el contexto geográfico del área de estudio (Fuente: elaboración propia tomando los datos del IGN en <http://www.ign.es/web/ign/portal/cbg-area-cartografia> y de la CHS en <https://www.chsegura.es/chs/cuenca/resumendedatosbasicos/redfluvial>).

La precipitación anual media está cerca de los 600 mm en Paterna del Madera (estación de Paterna del Madera-CHS, al O de la MASb; Figura 3.3). Este valor disminuye progresivamente hacia el E, donde los valores mínimos están en torno a los 360 mm/año (estación termo-pluviométrica de Liétor-CHS; Figura 3.3). El mapa de isoyetas muestra un elevado gradiente de la precipitación

media desde el O hacia el límite oriental de la zona de estudio (Figura 3.3). Según los valores de P y T registrados en las estaciones citadas, la pérdida de actividad de las borrascas atlánticas en las zonas central y oriental de la cuenca del río Mundo da como resultado un incremento de la temperatura media anual de O a E desde los 12 °C en Paterna del Madera hasta los 17 °C en el embalse de Talave (Figura 3.3).

Figura 3.3. Distribución espacial de la precipitación y la temperatura medias anuales en la MASb Alcadozo para el periodo 1989-2014. Han sido calculados con datos de las estaciones termo-pluviométricas de Paterna del Madera y Liétor y pluviométrica de Bogarra.

Hay que indicar que el sector central, entre las localidades de Bogarra y Liétor, se puede considerar una zona de transición, ya que las condiciones subhúmedas predominantes de la cuenca alta del río Mundo van atenuándose hasta convertirse en condiciones propias de un clima semiárido. De hecho, en

el sector oriental se observan algunas características (vegetación, suelo, disponibilidad hídrica,...) propias de un clima árido (Álvarez Rogel, 1996). Según el actual PHDS (CHS, 2016), en el área de estudio esta variabilidad climática es consistente con la distribución espacial del índice de humedad o índice de aridez (Figura 3.4). El índice de aridez se obtiene a partir de la precipitación, la evapotranspiración, la temperatura, el número de meses secos y el período de sequía (UNESCO, 1979; <https://es.unesco.org/>). La evapotranspiración potencial (ETP) muestra también un gradiente positivo hacia el E, en el mismo sentido que el de la temperaturas y en sentido contrario al gradiente de la precipitación. Los valores de ETP (CHS, 2016; método de Thornthwaite) registran una variabilidad regional difícil de acotar, aunque el rango de valores más fiable oscila entre 750 mm y 1150 mm desde el área más occidental (Paterna del Madera) hasta el límite oriental (embalse del Talave).

Figura 3.4. Distribución espacial del índice de aridez en el conjunto de la Demarcación Hidrográfica del Segura. El área de estudio se ha enmarcado con línea discontinua. (Fuente: modificado de CHS, 2016).

Las estaciones climatológicas de Bogarra y Liétor se han utilizado como estaciones de referencia para establecer los balances hídricos y estimar la disponibilidad hídrica en las subcuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor (ver Capítulo 6). Las variables hidrológicas de estas subcuencas son representativas del sector centro-oriental de la MASb. La evapotranspiración real (ETR) se ha estimado a partir de los valores de la ETP utilizando el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). Este método proporciona valores de disponibilidad de agua más confiables en condiciones climáticas semiáridas que el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). Los valores medios anuales de ETR obtenidos en las subcuencas de Ayna (estación de Bogarra) y Liétor (estación de Liétor) para el periodo 1989-2014 han sido 328 mm y 278 mm respectivamente. En la Figura 3.5 se muestran los valores de precipitación anual (años hidrológicos), los valores medios interanuales de la precipitación y las medias móviles para intervalos de 2 y 5 años en ambas estaciones para el periodo 1989/90-2013/14. Las medias

móviles indican las tendencias y periodicidades en las series de precipitación. En este sentido, se puede observar que la variabilidad de la precipitación anual (variable aleatoria) con respecto al valor medio interanual se va atenuando con el tiempo y tiende a hacerse estacionaria.

Figura 3.5. Series temporales de precipitación anual (barras azules), precipitación media interanual (línea intermitente negra), media móvil para intervalos de 2 años (línea de puntos negros) y media móvil para intervalos de 5 años (línea intermitente roja) en las estaciones climatológicas de la AEMET en Bogarra y Liétor-CHS para el periodo 1989/90-2013/14.

El balance medio mensual de disponibilidad hídrica comparando los distintos términos (P, ETP y ETR) indica que los excedentes de agua se producen

preferentemente durante el periodo otoño–invierno, entre los meses de noviembre a marzo, que es un rasgo característico del SE peninsular (Álvarez Rogel, 1996; CHS, 2016).

Los valores indicados anteriormente corresponden a la serie temporal comprendida entre 1989 y 2014 (25 años). Actualmente, para determinados cálculos hidrológicos se considera más representativo utilizar series cortas, sobre todo en las vertientes mediterránea y mitad sur peninsular, donde las precipitaciones han experimentado una sensible reducción en los últimos años. Las causas obedecen a la propia variabilidad natural del clima unida al efecto del cambio climático en la precipitación, los índices de evapotranspiración o los cambios en el uso del suelo y su repercusión en la generación de la escorrentía total. En este sentido, la Instrucción de Planificación Hidrológica del Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino (ORDEN ARM/2656/2008, de 10 de septiembre) que tiene como objetivo el establecimiento de los criterios técnicos para la homogeneización y sistematización de los trabajos de elaboración de los planes hidrológicos de cuenca, conforme a lo establecido en el artículo 82 del Reglamento de la Planificación Hidrológica, aprobado mediante Real Decreto 907/2007, de 6 de julio, indica que determinados cálculos hidrológicos incluidos en la redacción de los nuevos ciclos de planificación se realicen tomando variables hidrológicas que corresponden tanto a la serie larga (1940/41-2011/12) como a la serie corta (1980/81-2011/12), con el objetivo de contrastar y proyectar los resultados con mayor certidumbre.

Hay que indicar que, tomando como referencia el periodo 1960/61-2015/2016, la evolución histórica de la precipitación registrada en las cuencas altas de los ríos Segura y Mundo está experimentando una sensible reducción. Asimismo, la evolución de la precipitación media acumulada de los últimos 5 años hidrológicos muestra que, salvo en el año hidrológico 2012/13 y parte del año hidrológico 2014/15, las precipitaciones registradas han estado por debajo de la precipitación media registrada para el periodo 1982/83 hasta la actualidad (Figura 3.6). Estos valores son coherentes con la reducción de aportaciones que la cuenca del Segura ha experimentado desde aproximadamente el año 1980 y que se ha denominado en la gestión y planificación hidrológica nacional como “efecto 80”. Sobre este “efecto” no hay valores oficiales, ni tampoco un análisis detallado de las causas que lo han provocado. En cambio, según un estudio del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX sobre la evaluación de los efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos, el coeficiente de reducción global de las aportaciones en régimen natural (escenario 2033) en la demarcación hidrográfica del Segura es del 5 % (CHS, 2016). Hay que destacar la importancia que tienen la cuenca alta del río Segura y la cuenca del río Mundo en la disponibilidad de recursos hídricos considerados como “propios”, ya que condicionan la gestión y la planificación hidráulica en el resto de la demarcación hidrográfica.

Figura 3.6. Evolución de la precipitación media anual (arriba) y de la precipitación media acumulada (abajo) en la cabecera de los ríos Segura y Mundo. (Fuente: <https://www.chsegura.es/chs/cuenca/redesdecontrol/estadisticashidrologicas>).

3.1.3. Usos del suelo

En general, en el área de estudio el uso del suelo no está relacionado con ninguna actividad económica relevante. La orografía y los tipos de suelo, según Soil Taxonomy (USDA, 2003), en el conjunto de la MASb son principalmente de tipo aridisol (49 %), entisol (32 %) e inceptisol (19 %) (Figura 3.7). Esta

tipología condiciona la vegetación predominante, que es el bosque de coníferas, el matorral boscoso y los cultivos en secano.

Figura 3.7. Distribución espacial de los tipos de suelo en la MASb Alcadozo (070.003). Se ha incluido en la leyenda los códigos y tipo de suelo (orden) aflorantes en la MASb. (Fuente: modificado de Anejo 12. Fichas de la caracterización adicional de las masas de agua subterránea, PHDS 2015-2021; CHS, 2016).

La actividad agrícola con mayor nivel productivo, el regadío, es poco importante en la MASb, y se encuentra muy localizada cerca del límite oriental, donde predomina el cultivo del olivar, viñedo, productos hortícolas y cereales de invierno y primavera y, de forma diseminada, en gran parte de la MASb, donde se cultiva en pequeñas parcelas principalmente cereales de invierno, productos hortícolas y olivar. Estas superficies de regadío (Figura 3.8) están agrupadas administrativamente en Unidades de Demanda Agraria (UDA). Las UDA se definen como *“las zonas de riego que comparten características comunes según el criterio fundamental de constituir una unidad diferenciable de gestión, bien por su origen de recursos, por sus condiciones administrativas, por su tipología de riego, por su similitud hidrológica o por consideraciones estrictamente territoriales”* (CHS, 2016). En la zona de estudio estas zonas de regadío están dotadas bien con agua subterránea (UDA 07-Subterráneas Hellín-Tobarra) o con agua superficial (UDA 08-Regadíos aguas arriba de Talave). La modernización de los regadíos y el uso eficiente del agua ha producido que el riego por goteo haya experimentado en los últimos años un fuerte crecimiento en los sistemas de riego.

Figura 3.8. Detalle de algunas superficies de regadío vinculadas a la UDA 07 (arriba) y a la UDA 08 (abajo) dentro de la MASb. Se muestran superficies de regadío dotadas con agua subterránea al oeste del túnel de Talave en la finca del Cortijo de Trifillas (UDA 07) y con agua superficial cerca de la localidad de Ayna y el cauce del río Mundo (UDA 08). (Fuente: Planos del Anejo 3. Usos y Demandas-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).

Los principales cultivos de secano son el almendro y el cereal de invierno. Se ha observado en el transcurso de la investigación que las superficies cultivadas con cereal en secano presentan un elevado déficit hídrico. Esta circunstancia derivada de las pocas aportaciones de agua de lluvia, unida a que la dotación mínima necesaria para su óptimo desarrollo está próxima a los 400 L/m², ha producido, en algún caso, un crecimiento nulo de la planta, salvo que se produzcan lluvias importantes durante el comienzo de la primavera. Hay que tener en cuenta que el principal factor limitante en este tipo de cultivos de ciclo corto y gran productividad (cereales) es la humedad del suelo. En este sentido, hay que indicar que la capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo, estimado a partir de la información sobre usos del suelo, oscilaría entre 155 mm (tierras de labor en secano) y hasta los 230 mm (bosque de coníferas) (MIMAM, 2000). Por tanto, se deduce que los usos del suelo tienen implicaciones en la regionalización de la capacidad de infiltración e intercambio hídrico entre los acuíferos y la red fluvial.

Los porcentajes de actividad en suelo en la MASb son los siguientes (Figura 3.9): el suelo forestal (bosque de coníferas) ocupa un 27 %, las superficies de cultivo en secano ocupan el 22 %, las praderas y el matorral ocupan cerca del 47 %, el regadío tan solo ocupa un 3 % y el suelo urbano y carreteras no supera el 1 % de la superficie total (CHS, 2016). Hay que indicar también que, unido a la gran extensión de pradera y matorral, se desarrolla la actividad de pastoreo.

Figura 3.9. Distribución espacial de los usos del suelo en la MASb Alcadozo. (Fuente: modificado de Anejo 12. Fichas de la caracterización adicional de las masas de agua subterránea-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).

3.1.4. Cuenca hidrográfica

El área de estudio está integrada en la Demarcación Hidrográfica del Segura cuyos rasgos geográficos principales se definen en el PHDS (CHS, 2016) de la

siguiente manera: “La Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS) se encuentra en la parte sureste del territorio español con una superficie aproximada de 20.234 km² (19.025 km², si se tiene sólo en cuenta la parte continental, excluyendo las aguas costeras) y afecta a cuatro comunidades autónomas: a la de Murcia y, parcialmente, a las comunidades de Andalucía (provincias de Jaén, Granada y Almería), Castilla-La Mancha (provincia de Albacete) y Valencia (provincia de Alicante). En cuanto a la zona costera de la demarcación hidrográfica, comprende la franja costera que va desde la desembocadura del río Almanzora en la provincia de Almería, hasta la margen izquierda de la Gola del Segura” (Figura 3.10).

Con el objetivo de contextualizar el área de estudio dentro de la DHS, la Figura 3.11 muestra la distribución espacial de las variables hidrológicas más representativas de la cuenca hidrográfica (CHS, 2016).

Figura 3.10. Ámbito territorial de la Demarcación Hidrográfica del Segura (Fuente: CHS, 2016).

La MASb Alcadozo está situada en el sector noroccidental de la DHS y en la cuenca del río Mundo, ocupando parte de la margen izquierda del río Mundo, que es su principal eje de drenaje superficial (ver Figura 3.1). Por su parte meridional discurre el río Mundo, que es el afluente más importante del río Segura, según la dirección ONO–ESE. En su curso bajo, el río está encajado siguiendo aproximadamente el trazado que define la falla del río Mundo (Jerez Mir, 1973) entre la localidad de Bogarra y el embalse de Talave. El río define aproximadamente el límite hidrogeológico entre la MASb Alcadozo y la MASb Pliegues Jurásicos del río Mundo (código 070.010; CHS, 2014). Antes de llegar

a la localidad de Ayna, el río Mundo recibe por su margen izquierda el agua procedente del arroyo de Bogarra, cauce que le aporta de forma permanente un importante volumen de agua. Desde su origen en el extremo occidental de la MASb, antes y después de la localidad de Paterna del Madera este arroyo tiene las denominaciones de Los Vinazos y Mencal, respectivamente. Hay otros arroyos o ramblas de carácter estacional que dependen de la intensidad de las lluvias y que vierten por la margen izquierda al río Mundo, por ejemplo la rambla de Talave. El resto de límites, salvo el oriental (que limita con la MASb Boquerón; código 070.004; CHS, 2014a), coinciden con el de la propia DHS, limitando al N con la cuenca hidrográfica del Júcar y al O, en un pequeño tramo, con la cuenca hidrográfica del Guadalquivir.

Figura 3.11. Distribución espacial de la precipitación media (mm), evapotranspiración real total (mm/año), escorrentía total media (mm/año) y recarga total media (mm) anuales en la DHS para el período 1980/81-2011/12. El área de estudio se ha enmarcado con línea discontinua. (Fuente: modificado del PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).

Con base en criterios hidrográficos, administrativos, socioeconómicos y medioambientales, se han diferenciado 14 zonas hidráulicas en la DHS (Figura 3.12). Estas zonas conforman la distribución territorial de la demarcación

hidrográfica con respecto a las aguas superficiales. El área de estudio está situada en la “Zona Hidráulica II. Río Mundo”. Esta zona ocupa exclusivamente la cuenca del río Mundo (2419 km²) (CHS, 2016). Por otro lado, considerando la definición y caracterización de las masas de agua superficial (MASup)-categoría de ríos naturales realizada en la DHS (CHS, 2014), en la MASb Alcadozo se encuentran integradas la MASup ES0701011401, denominada “río Bogarra hasta confluencia con el río Mundo”, con una longitud de 46,8 km, y con la MASup ES0701010302, denominada “río Mundo desde confluencia con el río Bogarra hasta embalse del Talave”, con una longitud de 37,5 km. También están integradas en la MASb, aunque con menor relevancia espacial, las MASup “rambla Honda” ES0701011501, “rambla de Mullidar” ES0701011701 y “rambla de Talave” ES0702091601, con longitudes de 6,8 km, 23,2 km y 9,3 km respectivamente.

En el contexto ambiental de la DHS, el sector occidental (entorno de Paterna del Madera) y el límite sur de la MASb (ligado al cauce del río Mundo) están catalogados como “Lugares de Interés Comunitario” (LIC), código ES4210008 denominado “Sierras de Alcaraz y de Segura y Cañones del Segura y del Mundo (CHS, 2014a) (Figura 3.13). Este LIC está dentro de los espacios naturales y zonas sensibles y vulnerables en la DHS (zonas de protección de hábitat o especies). En el contexto hidrológico de la cuenca, el LIC está catalogado como un ecosistema dependiente de las aguas subterráneas y superficiales. Así mismo, con el fin de cuantificar los recursos disponibles en la MASb, se ha estimado que 1,71 hm³/año corresponderían a la demanda medioambiental (CHS, 2016). Se considera que esta demanda es el volumen de agua superficial necesaria para mantener el régimen de caudales ecológicos. Estos caudales están en gran parte vinculados a la descarga de agua subterránea al río Mundo.

Desde el punto de vista de la hidrología superficial, cabe indicar que el embalse de Talave regula las aportaciones de la cuenca del río Mundo y, por tanto, la mayor parte de los recursos que se originan en la MASb Alcadozo. La serie de aportaciones registradas en el punto de control oficial (situado aguas abajo del embalse de Talave, con X_{UTM}=599501 e Y_{UTM}=4262801) para el periodo 1940/41-2011/12 presenta una importante variabilidad interanual. Los valores de los parámetros estadísticos básicos de las series anuales de aportación son los siguientes (CHS, 2016): la aportación media fue de 97,94 hm³/año; la máxima aportación fue 189 hm³/año y la mínima fue 29 hm³/año; la desviación estándar estimada es 38 hm³/año y el coeficiente de variación es 0,38. Estas cifras son relevantes, ya que tienen implicaciones hidrológicas respecto a una parte de la información de tipo cuantitativo estimada en esta tesis doctoral, principalmente la que se refiere a la estimación de la recarga a la MASb (Hornero et al., 2016) y a la descarga de agua subterránea al río Mundo (Ortega et al., 2015).

Figura 3.12. Situación de las 14 zonas hidráulicas en la demarcación hidrográfica del Segura (fig. superior) y masas de agua superficial-categoría de ríos naturales (fig. inferior) relacionados con la MASb Alcadozo (enmarcadas para su identificación) (Fuente: modificado del Anejo 12.Caracterización de las masas de agua superficial de la demarcación hidrográfica del Segura-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).

Figura 3.13. Situación de las zonas de protección (LIC) en la MASb Alcadozo. Se ha enmarcado para su identificación el área ocupada aproximadamente por el LIC (Fuente: modificado de Anejo 4. Zonas de protección de hábitats o especies de la demarcación hidrográfica del Segura-PHDS, 2015-2021; CHS, 2016).

3.2. Contexto geológico y estructural de la MASb Alcadozo

3.2.1. Geología regional

El área de estudio está situada en el dominio Prebético Externo de la Cordilleras Béticas. Su límite septentrional presenta una notable variabilidad estratigráfica y tectónica que, de O a E, coincide con el valle del Guadalquivir, la cobertera tabular de la Meseta y la Cordillera Ibérica. Con esta última presenta un límite de carácter tectónico, ya que no hay diferencias estratigráficas entre ambos (Rodríguez Estrella, 1979). El límite meridional lo constituye la zona Subbética y en su extremo oriental la depresión de Crevillente-Elche (Figura 3.14). Según Vera (2004), desde el punto de vista tectónico el Prebético Externo constituye una zona de escamas imbricadas, y desde el punto de vista paleogeográfico corresponde a la parte deformada de la cuenca más septentrional y más cercana al continente ibérico, en la cual no hubo depósito durante el Jurásico terminal y gran parte del Cretácico Inferior, y en la que están ausentes los sedimentos marinos del Paleógeno.

Las características estratigráficas definen el límite entre la Zona Prebética y la Zona Subbética. En ambas predominan los materiales sedimentarios (desde el Triásico hasta el Mioceno), si bien en la primera se depositaron en medios marinos y costeros, a veces continentales, mientras que en la segunda la facies que domina es exclusivamente pelágica (Moral, 2005). Además, el límite entre ambas zonas aparece marcado por un frente de cabalgamiento donde los materiales subbéticos se superponen a los materiales prebéticos.

Figura 3.14. Situación del área de estudio (enmarcada con línea discontinua) en el contexto geológico de las Cordilleras Béticas. (Fuente: Vera, 2004).

Hay numerosas referencias relacionadas con los criterios establecidos para diferenciar tres dominios dentro del Prebético: Prebético Externo, Interno y Meridional (Jerez, 1973; Azema et al., 1979; Rodríguez Estrella, 1979; Baena y Jerez, 1982; Moral, 2005). Estos criterios están basados principalmente en rasgos diferenciadores tanto estratigráficos como paleogeográficos. De manera resumida, cabe destacar que el Prebético Externo se caracteriza por un espesor moderado de la cobertera Mesozóica, constituida principalmente por materiales Jurásicos (Dogger y Lías) y con apenas presencia del Jurásico terminal (Malm), Cretácico Inferior y Paleógeno. Sin embargo, el Prebético Interno presenta una sucesión estratigráfica más potente y completa, en la que los materiales del Cretácico predominan sobre los materiales del Jurásico. El Prebético Meridional representa la transición de la Zona Prebética a la Zona Subbética con facies de talud y cuenca profunda en algunos momentos.

A continuación se comentan algunos aspectos estratigráficos, mineralógicos y tectónicos relacionados con la MASb Alcadozo. La descripción y características más relevantes han sido tomadas de los estudios realizados por Rodríguez Estrella (1979) y MOP-DGOH-SGOP (1988), y más recientemente por IGME-CHS (2009). También se ha tomado información procedente de la serie MAGNA (IGME, 1974a; IGME 1974b; IGME 1975a; IGME 1975b; IGME 1978; IGME, 1980).

3.2.2. Estratigrafía y mineralogía

La serie estratigráfica que define las litologías presentes en la zona de estudio se describe a continuación de muro a techo.

Triásico

Está representado por afloramientos de arcillas y arenas de colores heterogéneos con abundantes niveles de yesos en facies Keuper (Figura 3.15). En algunas zonas de borde el Triásico puede contener halita. De manera local pueden aparecer dolomías negras del Muschelkalk. El Keuper aflora generalmente asociado a estructuras de fallas inversas y a núcleos de grandes anticlinales. Los materiales del Keuper constituyen el impermeable de base regional del acuífero.

Lías Inferior-Medio-Jurásico

Corresponde a una formación dolomítica que descansa sobre el sustrato de arcillas versicolores del Triásico Superior (Keuper). Litológicamente son unas dolomías cristalinas de aspecto cavernoso, con cierto color rojizo y abundantes recristalizaciones de calcita (Figura 3.15) que en ocasiones forman verdaderas geodas. A muro de la formación su estratificación es más bien difusa, y a techo se puede observar, puntualmente, un tramo dolomítico con cierta estratificación. Su potencia se ha estimado entre 100 m y 150 m.

Lías Medio–Superior-Jurásico

Las características estratigráficas permiten diferenciar tres tramos: uno inferior, formado por arcillas y margas de colores abigarrados intercalados con niveles de margocalizas de tonos verdosos; otro intermedio, localmente compuesto de dolomías cristalinas de grano fino y, por último, un tramo superior de arcillas y margas de colores abigarrados con características similares al tramo inferior, caracterizados visualmente en ambos casos por la ausencia de yesos (Figura 3.15).

A nivel de representación cartográfica se ha tratado la serie estratigráfica del Lías Medio–Superior como una única formación, ya que el tramo intermedio está casi ausente en la mayoría de los afloramientos y los tramos inferior y superior presentan propiedades muy parecidas desde el punto de vista litológico e hidrogeológico. La potencia de la serie puede alcanzar los 50 m.

Dogger-Jurásico

Está ampliamente representado en la MASb y, en general, está constituido por calizas y dolomías intraclásticas y esparíticas, frecuentemente recristalizadas, siendo frecuentes los niveles de oolitos y oncolitos a techo. Generalmente tienen un aspecto brechoide y grisáceo (Figura 3.15). Son frecuentes los bancos de dolomías granudas con romboedros de dolomita. Es la formación que presenta un mayor espesor, con potencias que se estiman comprendidas entre 250 m y 300 m.

Cretácico Inferior

Se presenta en facies exclusivamente detríticas de naturaleza continental. Litológicamente son conglomerados de cantos de cuarcitas subredondeadas; además, presenta algunos niveles de arenas blancas con intercalaciones de arcillas con tonos rojizos, propias de las facies Utrillas. Su potencia puede llegar hasta los 100 m.

Cenomaniense-Turonense-Cretácico Superior

Consiste en dolomías intercaladas con niveles de arcillas de tonalidades amarillentas-verdosas. Junto a éstos se pueden intercalar niveles de dolomías areniscosas de tonos claros. La potencia del conjunto suele ser inferior a 50 m.

Turonense-Senonense-Cretácico Superior

Está representado por dolomías y calizas recristalizadas, que en algunas ocasiones son algo margosas. Los niveles de caliza son de tonalidad grisácea y aspecto brechoide. Alcanzan espesores de 100 m.

Mioceno

Se pueden diferenciar tres tramos: (1) Inferior-Medio: compuesto por un conjunto de conglomerados calizos y brechas calizas. Los cantos de esta formación son angulosos o subangulosos, generalmente de dimensiones medias a pequeñas. La composición de los cantos es carbonatada y su matriz es de igual naturaleza. Estas brechas pueden estar interestratificadas con arcillas rojizas. El techo de esta formación es algo más arenosa. Se observan potencias de hasta 100 m; (2) Medio-Superior: compuesto por margas y limos blancos, en la que se intercalan tramos más arenosos; y (3) Superior: formado por arenas y conglomerados con cantos de cuarcita. Hacia techo son más frecuentes los limos, hasta pasar gradualmente a una alternancia rítmica margo-calcárea. Este tramo conecta con un tramo del Plioceno formado por materiales de naturaleza detrítica, generalmente arcillas, areniscas y conglomerados.

Cuaternario

Aparece en zona central de la MASb y está representado por facies detríticas asociadas a terrazas fluviales del río Mundo, depósitos de ladera como coluviones y aluviones y costras carbonatadas de tipo caliche.

El conocimiento de la composición química y mineralógica de la matriz sólida es fundamental para establecer hipótesis creíbles sobre los procesos que pueden incorporar o eliminar solutos en el agua subterránea. Aunque en el marco del proyecto de investigación de esta tesis doctoral no se han realizado análisis mineralógico de los sedimentos, sí se ha realizado un exhaustivo reconocimiento de los documentos anexos a la cartografía geológica realizada por el IGME en el Plan MAGNA (Mapa Geológico Nacional, escala 1/50000). La documentación consultada para realizar este apartado ha sido la procedente de los antecedentes bibliográficos citados anteriormente y esencialmente los datos obtenidos de las fichas de análisis petrológico de calizas y rocas químicas y areniscas de los MAGNAS de Peñas de San Pedro (IGME, 1975a), Alcaraz (IGME, 1978), Liétor (IGME, 1975b) y Hellín (IGME, 1980) y sus informes complementarios, destacando el realizado por Sopeña (1975) sobre estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de la Meseta.

Figura 3.15. Detalle de las litologías principales existentes en la serie estratigráfica entre el Triásico y el Jurásico. (Fuente: realizado a partir del estudio del IGME-CHS, 2009).

Con la información disponible, hay que indicar que en el Triásico (facies evaporítica) predominan los depósitos terrígenos de arcillas, limos y arenas, pero también hay breves episodios de precipitación química, principalmente carbonatos en lugar de yeso. La halita es habitual en otras zonas. En el ensayo de correlación y distribución de las unidades litoestratigráficas del Triásico tomado de Sopeña (1975) se indica la presencia masiva de yesos y, a veces, de pseudomorfos de cristales de halita de gran tamaño (hasta 8 cm de arista). Prácticamente toda la serie del Lías está recrystalizada o dolomitizada. En el Lías Inferior-Medio sólo se ven dolomías cristalinas de grano fino o medio que parecen proceder de intramicritas, pelmicritas y, a veces, de dismicritas. El Lías Superior se limita a calizas y dolomías de grano fino o muy fino que deben proceder de micritas (material primario en la formación de la roca). El Dogger consiste en dolomías y calizas magnesianas recrystalizadas en grano generalmente grueso. El Cretácico Inferior se caracteriza por arenas con arcillas y limos (facies Utrillas) y los tramos superiores son eminentemente dolomíticos. El Mioceno es un tramo detrítico constituido como depósito calcáreo (calcarenitas y calizas margosas). En estos dos últimos tramos también hay presencia de cuarzo en proporción variable.

Por tanto, teniendo en cuenta los datos aportados y la caracterización mineralógica que se deduce de los sedimentos dominantes en la estructura hidrogeológica, se puede considerar que los minerales principales son: calcita (CaCO_3), dolomita (CaMgCO_3) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). De manera local hay que sumar la presencia de halita (NaCl). También hay presencia significativa,

aunque restringida, de cuarzo (SiO_2) y, en menor proporción, de feldespatos en los sedimentos más modernos del Cretácico y Mioceno. Es más probable que estos feldespatos sean potásicos (KAlSi_3O_8), ya que son más comunes en las rocas sedimentarias. La presencia de arcillas resultantes de la alteración feldespatos y/o de descalcificación de carbonatos margosos es también probable. En cualquier caso, el modelo conceptual hidroquímico que se establecerá más adelante tiene que tener en cuenta la presencia de estos minerales en la matriz sólida.

3.2.3. Tectónica

Desde el punto de vista tectónico la MASb Alcadozo se puede dividir en tres zonas, oriental, central y occidental, en las que las direcciones y el tipo de estructuras presentan algunas diferencias (Figura 3.16). A continuación se hace una descripción de las principales características estructurales de cada zona.

En la zona oriental predominan las estructuras plegadas de directriz NO-SE. Los anticlinales generalmente tienen su núcleo en materiales del Lías Inferior, en cuyo eje pueden estar afectados por fallas inversas longitudinales a las direcciones de plegamiento, a favor del cual puede aflorar las facies del Trías. Ejemplo de estas estructuras son el anticlinal tumbado de Liétor y el anticlinal de la Rambla del Talave. En sus inmediaciones los propios esfuerzos compresivos determinan el afloramiento del Trías en el núcleo del anticlinal. El eje de los sinclinales se sitúa principalmente sobre dolomías del Dogger y, en ocasiones, sobre facies del Mioceno y del Cretácico.

Las fallas con carácter normal o directo, se disponen perpendiculares a las principales direcciones estructurales. Su génesis se asocia a una etapa distensiva posterior a la fase de plegamiento, con una clara componente de gravedad cuya acción permitió estabilizar y configurar la topografía actual.

La estructura más representativa del sector oriental es el anticlinal de Liétor. Se trata de un pliegue de cierta envergadura (4 km) que comprende todo el municipio de Liétor. En el núcleo del anticlinal afloran materiales del Lías Inferior con frecuentes pinzamientos del Triásico. El sinclinal está volcado al NO de Liétor y presenta un cierre periclinal en esa dirección, sin embargo, hacia el SE el pliegue pasa a ser normal. El flanco septentrional está fracturado por una falla inversa de vergencia norte, que cabalga los materiales dolomítico-calizos del Dogger sobre las facies detríticas del Cretácico Inferior. Este cabalgamiento está cortado numerosas veces por fallas transversales a la estructura.

En la zona central se localizan áreas deprimidas cercanas a las pedanías de Híjar, Villarejos y La Sarguilla. En las inmediaciones de Híjar se localiza una pequeña fosa tectónica (1,5 km de longitud), a la que se denomina “Fosa de Híjar”, desarrollada a favor de dos juegos paralelos de fallas normales muy verticales de direcciones NNE-SSO. En la fosa llega a aflorar la serie estratigráfica completa del Cretácico y también materiales del Mioceno con buzamientos subhorizontales. Las facies del Mioceno se disponen discordantes sobre las formaciones cretácicas. En algunas zonas se observa algún pinzamiento del Triásico. A simple vista el Triásico aflora a favor de una falla inversa muy horizontal que pone en contacto los materiales del Trías con el

Mioceno Medio. A veces no es posible apreciar bien la estructura real debido al recubrimiento Pliocuatnario.

Entre Villarejos y La Sarguilla existe otra zona hundida, de mayor extensión que la Fosa de Híjar, donde los materiales más modernos que afloran, a excepción del Cuaternario, pertenecen al Cretácico Superior. En este sector en ocasiones se observan fallas inversas que hacen que los materiales del Dogger cabalguen sobre los materiales carbonatados del Cretácico Superior.

Las fosas de Híjar y Los Villarejos están separadas por algunos relieves constituidos por materiales calizo-dolomíticos del Dogger. La parte más septentrional de esta franja se corresponde con un anticlinal, donde en ocasiones llega aflorar, en el núcleo, las margas del Lías Medio-Superior. La zona más meridional se corresponde con un anticlinorio que afecta a formaciones del Lías Medio-Superior y del Dogger. El núcleo de los sinclinales está compuesto por calizas dolomíticas del Dogger, mientras que en el eje de los anticlinales afloran las facies margosas del Lías Medio-Superior.

El sector occidental corresponde a las estructuras situadas al oeste de la falla de desgarre Las Dehesas-Royo Odrea. La presencia del Triásico entre Paterna de Madera y Bogarra (cerca de su límite occidental) condiciona la estratigrafía y la tectónica de este sector. Como consecuencia del levantamiento del sustrato Triásico predomina el afloramiento de materiales dolomíticos del Lías Inferior-Medio en el núcleo de los anticlinales. Los pliegues presentan direcciones preferenciales NO-SE y están afectados por fallas inversas en sus flancos.

Hacia el límite meridional de la MASb de Alcadozo, cerca de Ayna, se reconoce una zona de escamas de vergencia norte que afecta a materiales del Dogger y del Lías. Se trata de un anticlinal, con núcleo en las dolomías del Lías Inferior, que presenta fallado su flanco septentrional en las inmediaciones de la zona de contacto con el Trías de Paterna de Madera-Bogarrra. Su formación se debe a la conjunción de dos esfuerzos comprensivos: el primero, de tipo regional procedente del SO y, el segundo, debido a los empujes verticales de la banda triásica. Estos esfuerzos parecen ser los responsables del comportamiento frágil de este sector, condicionado por la presencia del Trías.

Por último, al este de la falla de desgarre de Las Dehesas-Royo Odrea, próximo a la pedanía de Las Dehesas, se reconoce un anticlinal de pequeña envergadura (2 km de longitud), en cuyo núcleo llega a aflorar el sustrato Triásico. Este afloramiento se entiende como una continuación de los esfuerzos halocinéticos de la banda de Trías de Paterna de Madera-Bogarrra.

Figura 3.16. Mapa geológico del área de estudio (MASb Alcadozo). Se indican los cortes geológicos mostrados en la Figura 3.17 tomados de la cartografía MAGNA (hoja 841-Alcaráz; hoja 842-Liétor). (Fuente: elaborado por el autor con información procedente de la base de datos de cartografía geocientífica del IGME disponible en <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es>).

Figura 3.17. Cortes geológicos correspondientes a las secciones planteadas en las hojas geológicas nº 842-Liétor (I-I'; II-II'; III-III') y nº 841-Alcaráz (IV-IV'; V-V'). (Fuente: disponible en la base de datos de cartografía geocientífica del IGME <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es>)

CAPÍTULO 4. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL PREVIO

4. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL PREVIO

4.1. Geometría de la MASb Alcaido e incertidumbres

Los límites de la MASb Alcaido fueron establecidos en el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura de 1998 (CHS, 1998). Posteriormente, el estudio realizado por IGME-CHS (2009) propone profundizar en la investigación de los límites oficiales, ya que en algún caso determinadas tramos o formaciones permeables presentan serias dudas sobre su continuidad hidrogeológica, debido sobre todo a la complejidad estructural y, en algún caso, a la convencionalidad en el uso de trazar límites hidrográficos y no diferenciarlos de los límites hidrogeológicos. En la última revisión del PHDS (CHS, 2016) se han modificado sus límites. Los nuevos límites hidrogeológicos y su justificación se comentan más adelante.

Los límites que se describen a continuación coinciden con los establecidos en el Plan de Cuenca de CHS (1998) y los considerados en el estudio del IGME-CHS (2009) (Figura 3.1):

- Por el N, el límite coincide con la divisoria hidrográfica entre las cuencas de los ríos Segura y Júcar. Parece asociado a un frente de cabalgamiento de una estructura Prebética enclavada en el arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín-Yecla. Este límite parece estar definido en base a una alineación continua de afloramientos de Lías Medio-Superior que independiza el tramo permeable del Dogger y, posiblemente -aunque con dudas-, el tramo permeable del Lías Inferior.
- Al E, el límite lo establece un conjunto de fracturas y fallas inversas que afectan a los afloramientos del Jurásico, ya que supone el levantamiento del impermeable de base, lo que condicionaría el flujo subterráneo. El extremo meridional del límite oriental está marcado por el afloramiento del impermeable de base (el Trías), el cual aflora extensamente en la margen izquierda de la rambla de Talave. Este límite presenta dudas relacionadas con la continuidad de la estructura hidrogeológica y el flujo subterráneo hacia la MASb Boquerón, además de desconocer el papel que juega la presencia del túnel de Talave en el funcionamiento de la MASb.
- Al S, el límite está definido por la falla del río Mundo, que produce un levantamiento del impermeable de base general que es el Trías, el cual aflora extensamente al O de Ayna, y también del Lías Inferior, afectando por tanto al tramo permeable del Dogger.
- Al O, aunque es posible que la intensa tectónica haya motivado que un conjunto de fracturas pongan en contacto lateral formaciones permeables con facies marga-arcillosas del Jurásico, también la coincidencia con el límite hidrográfico de la cuenca del Guadalquivir hace sospechar que en realidad pueda existir transferencia de agua subterránea entre cuencas. En cualquier caso, parece oportuno, al igual que en el límite N, profundizar en el conocimiento hidrogeológico de la zona.

Como se deduce de la definición de sus límites hidrogeológicos, las principales incertidumbres están relacionadas con la estructura hidrogeológica a escala subregional y en las zonas de transición entre cuencas hidrográficas, además de la influencia en el flujo subterráneo de los drenajes al túnel de Talave.

De hecho, se ha comentado anteriormente que los límites de la MASb han sido modificados para el nuevo ciclo de planificación 2015-2021. La modificación principal está relacionada con el límite oriental y se ha basado en considerar que el túnel de Talave se encuentra hidrodinámicamente a potencial constante. Esta condición de contorno sugiere que está funcionando como un dren continuo. Por tanto, no se considera un límite impermeable desde el punto de vista hidrogeológico y las variaciones piezométricas pueden modificar su situación y relación con la MASb Boquerón (código 070.004). Los límites N y O siguen coincidiendo con las divisorias hidrográficas entre la cuenca del Segura y las cuencas del Júcar y el Guadalquivir respectivamente, es decir, siguen siendo límites en parte convencionales. El límite S experimenta algunos cambios basados en criterios tectónicos (falla del río Mundo) que han motivado incorporar algunas zonas que estaban dentro de la MASb Pliegues Jurásicos (código 070.010) a la MASb Alcadozo. Dentro de la polygonal de la MASb se definen cuatro acuíferos: Alcadozo, Cerreilla-Atalaya, Fuente de la Nica y Royo Odrea (Figura 4.1).

Figura 4.1. Límites de la MASb Alcadozo considerados en este estudio (CHS, 1988; PHCS 2009-2015; CHS, 2014a) y propuesta de modificación incorporada en la revisión del PHCS (periodo 2015-2021) (Fuente: Anexo II del anejo 12-Modificaciones de masas de agua subterránea y acuíferos en el PHDS 2015-2021; CHS 2016).

Hay que indicar que los trabajos de la presente tesis y los relacionados con la propuesta de modificación de la MASb llevados a cabo por el Organismo de Cuenca en el último ciclo de planificación 2015-2021 han coincidido temporalmente. Se ha comentado que uno de los aspectos que presentan mayor incertidumbre en la MASb son sus límites hidrogeológicos. En este sentido, conviene comentar que uno de los objetivos específicos de esta tesis doctoral es analizar el papel que juega el túnel de Talave en el funcionamiento

hidrogeológico de la MASb. Asimismo, el análisis de las incertidumbres hidrogeológicas relacionadas con la MASb incluye el estudio de su geometría (límites y condiciones de contorno). Por tanto, la discusión de los resultados obtenidos contribuirá a plantear un modelo conceptual consistente con el esquema de flujo subterráneo y sus límites hidrogeológicos. En cualquier caso, las limitaciones y márgenes de certidumbre hidrogeológica también serán analizados.

4.2. Formaciones y sectores acuíferos. Comportamiento hidrogeológico

Según la descripción litológica realizada en el apartado de estratigrafía, las principales formaciones permeables y su posición en la estructura son las siguientes:

- Dolomías con niveles de calizas del Dogger, que pueden alcanzar potencias cercanas a los 300 m. Presentan alta permeabilidad debido a la propia textura de grano grueso originada, por un lado, como consecuencia de una profunda dolomitización de los materiales y, por otro lado, debido a una porosidad secundaria motivada por la intensa fracturación que presentan.
- Dolomías y calizas del Lías Inferior, con potencias entre 100 m y 150 m. Presentan porosidad secundaria por dolomitización y buena permeabilidad por fracturación de la roca. Aunque estos materiales constituyen un acuífero de menor importancia que el Dogger debido a que su espesor y superficie de afloramiento son menores, son importantes desde el punto de vista hidrogeológico, ya que pueden almacenar importantes reservas hídricas.

De menor interés hidrogeológico por su permeabilidad y presencia en el área de estudio destacan:

- Conglomerados y arenas del Cretácico Inferior, que pueden funcionar como acuíferos detríticos, aunque los caudales drenados sean pequeños y utilizados de manera puntual.
- Calizas y dolomías del Cretácico Superior (Senoniense), con espesores reducidos que dan lugar, en contacto con el Cretácico Medio, a pequeñas surgencias de carácter puntual y efímero.
- Conglomerados y areniscas brechificadas del Mioceno Medio, que constituyen niveles acuíferos colgados de interés local.

El impermeable de base regional en la zona de estudio está formado principalmente por arcillas y yesos del Trías, que en sectores muy localizados puede presentar niveles de halita.

Es importante indicar que tanto la estructura como los materiales menos permeables (margo-calizas y arcillas del Lías Medio-Superior) pueden condicionar el esquema general de flujo. En principio, a escala regional se considera que esta formación intermedia no desconecta los tramos permeables del Jurásico (Dogger y Lías Inferior), por tanto, es razonable considerar un único acuífero Jurásico.

En cambio, otros materiales como las margas del Mioceno pueden actuar como impermeable de techo y, localmente, como impermeable lateral por la acción de fallas. Asimismo la serie margosa del Cenomaniense-Turonense, cuando está levantada, puede justificar la existencia de pequeñas estructuras acuíferas en el Cretácico Superior. Estas formaciones parecen estar desconectadas de las formaciones que constituyen el acuífero regional (Jurásico).

Sectores acuíferos propuestos

En general, la estructura interna del acuífero que constituye la MASb Alcadozo está definida por una tectónica de escamas originada por procesos de plegamiento y fracturación. Esta característica hace que su comportamiento hidrodinámico a pequeña escala no parezca muy homogéneo, y que a escala regional se diferencien dos bloques estructurales con un comportamiento hidrogeológico independiente. La fragmentación se basa, fundamentalmente, en la presencia de los afloramientos del Triásico (impermeable de base). Estos dos bloques acuíferos se han denominado Paterna de Madera y Alcadozo, siendo este último el que realmente presenta un elevado interés hidrogeológico, ya que en el bloque de Paterna de Madera, aunque también hay afloramientos permeables del Jurásico, parece que éstos funcionan de manera aislada y sin continuidad hidrogeológica.

Dentro de esta diferenciación en dos grandes bloques acuíferos, el estudio de IGME-CHS (2009) hace un análisis conjunto de la cartografía geológica y de las cotas de agua representativas. En dicho estudio se diferencian varios sectores dentro del bloque Alcadozo, sobre todo en su parte centro-oriental, ya que en su parte occidental se observan principalmente una sucesión de escamas de vergencia NE-SO en las que afloran más frecuentemente materiales del Lías. De acuerdo con esto se han distinguido cinco sectores acuíferos que se han denominado: Fontanar de las Viñas, Alcadozo, Ayna, Liétor y Umbría del Soldado. Asimismo, existe otro sector denominado Royo Odrea, situado al oeste del sector de Ayna, en el que la compartimentación por causas tectónicas y su posible relación con la MASb Pliegues Jurásicos (situada al sur de la que se aquí se estudia) y con el río Mundo le confieren un carácter independiente de la MASb Alcadozo (Figura 4.2).

Esta diferenciación en varios sectores acuíferos ha sido la base, desde el punto de vista geológico, de la propuesta de modificación de los límites de la MASb Alcadozo incorporada en la revisión del PHDS (2015-2021) (ver Figura 4.1).

En la Figura 4.3 se muestra con un mayor detalle las formaciones permeables del sector meridional de la MASb y su posición en la estructura hidrogeológica (Figura 4.4) según los cortes geológicos planteados.

Figura 4.2. Definición de nuevos sectores en la MASb Alcadozo (CHS, 2014b).

4.3. Piezometría y flujo subterráneo

Una de las principales características que definen hidrogeológicamente a la MASb Alcadozo es que se encuentra prácticamente en régimen natural y que se puede aceptar que presenta condiciones estacionarias. Estas dos características particulares, más la existencia de un marcado eje principal de drenaje superficial (río Mundo), son rasgos relevantes a tener en cuenta en el análisis de su funcionamiento hidrogeológico. No obstante, el hecho de la construcción del túnel de Talave y su posible impacto hidrogeológico en el acuífero son circunstancias que hay que analizar a la hora de plantear hipótesis razonables de funcionamiento. Por tanto, entre otros aspectos, es fundamental obtener con cierta precisión la situación piezométrica antes y después de la construcción del túnel de Talave.

En la Figura 4.5 se muestran tres mapas piezométricos (A), (B) y (C) del sector centro-oriental de la MASb. El mapa (A) ha sido tomado del mapa piezométrico de España en régimen no influenciado elaborado por IGME-DGA (2012). El mapa (B) ha sido elaborado a partir de la información piezométrica aportada en el estudio IGME-CHS (2009) y el mapa (C) se ha elaborado con los niveles piezométricos medidos dentro del periodo de investigación de la tesis 2010-2014. Los mapas piezométricos (B) y (C) se han dibujado con los valores mostrados en las tablas A.2.1 y A.2.2. Hay que señalar que las diferencias más significativas entre ambos mapas han sido consecuencia de incorporar en (C) la información de una serie de piezómetros construidos durante la ejecución del túnel de Talave y de algunos sondeos situados en el sector oriental de la MASb que han sido inventariados entre 2010 y 2014.

Figura 4.3. Mapa hidrogeológico del sector meridional de la MASb Alcadozo y localización de los cortes geológicos. Las figuras se han editado para facilitar su comprensión. La descripción de los materiales está incorporada en la leyenda de la Figura 4.4 (Fuente: IGME-CHS, 2009).

Figura 4.4. Cortes hidrogeológicos planteados en la Figura 4.3 correspondientes al sector meridional de la MASb Alcadozo. El punto 243360007 (nomenclatura IGME) en el corte I-I' corresponde al manantial de Ayna; en el corte II-II' el punto 243360010 corresponde al manantial de Alcadima; y en el corte IV-IV' el punto 243370036 corresponde al manantial de Liétor (Fuente: IGME-CHS, 2009).

El mapa (A) muestra una primera hipótesis de flujo regional en condiciones naturales. La circulación preferente va desde el NO hacia los límites S, SE y E de la MASb. Se deduce que el agua de recarga se transfiere principalmente al río Mundo y al límite oriental desde la parte alta de la MASb. Las cotas piezométricas oscilan entre valores por encima de los 900 m s.n.m. hasta los 620-700 m s.n.m., que son las cotas de descarga en el entorno del cauce del río Mundo.

El mapa (B) indica que existe un flujo regional de dirección muy similar al anterior, NO-SE. Este flujo se dirige hacia los principales puntos de descarga natural, es decir, los manantiales de Ayna, Alcadima y Liétor, y descarga difusa en el río Mundo. Se observa también que parte del flujo subterráneo circula hacia el túnel de Talave, donde se producen en algunos tramos filtraciones de agua subterránea. Por tanto, el esquema regional de flujo sugiere la influencia del túnel, y posiblemente también de la explotación de agua subterránea para regadío en el sector oriental de la MASb, en la circulación del flujo subterráneo.

El mapa (C) se ha trazado con toda la información piezométrica disponible y muestra el régimen hidrodinámico actual de la MASb. Este sector presenta singularidades propias, como son las filtraciones de agua subterránea al túnel (ver Capítulo 7) y la explotación intensiva de agua subterránea para regadío en la época estival (ver sondeos 68, 69 y 70 en Figura 4.5 C). Estos aspectos han sido verificados durante el trabajo de campo y han contribuido a dar mayor certidumbre al esquema de flujo. Se han trazado isopiezas tentativas con la información obtenida en los piezómetros disponibles del túnel de Talave. Hay que destacar que, al N de la divisoria hidrográfica y dentro de la Demarcación Hidrográfica del Júcar, se sugiere una posible divisoria hidrogeológica cerca de la cota 930 m s.n.m. El tipo de estructura geológica (mayor complejidad entre los sondeos 9T y 13T), un cambio de permeabilidad (influencia de la fracturación) o la presencia de alguna falla (p.e. la falla de la Gloria, según perfil aportado en MOP-DGOH-SGOP, 1983) pueden afectar de manera local a la superficie piezométrica y a la dirección del flujo. Además, hay que indicar que parte del trazado del túnel es relativamente coincidente con el límite hidrogeológico entre las MASb de Arcos de Alcaraz (al O) y Mancha Oriental (al E), situadas en la cuenca del Júcar (CHJ, 2016). Asimismo, las direcciones supuestas de flujo están apoyadas en los núcleos de explotación de agua subterránea localizados al N (El Salobral-Santa Ana) y SE (Pozohondo-Pozo Cañada) del túnel y en la relativa coherencia con las cotas piezométricas aportadas en otros estudios (IGME, 2005; IGME-DGA, 2012). En cualquier caso, esta hipótesis hay que contrastarla, ya que la información piezométrica debería estar apoyada en más puntos de control y en estudios complementarios.

Si se comparan los mapas piezométricos antes y después de la construcción del túnel en la década de 1980 se observa que las isopiezas presentan algunas diferencias espaciales, sobre todo en las inmediaciones del túnel, entre los piezómetros 16T y 23T. La desaturación ha producido un descenso de algunas decenas de metros. De todas maneras, aunque la construcción del túnel produjo una importante perturbación hidrogeológica en su entorno, la dirección principal de flujo regional NO-SE parece mantenerse. Esta circunstancia sugiere que el acuífero presentaba unas considerables reservas de agua subterránea y una elevada capacidad de regulación.

Figura 4.5. Mapas piezométricos de la MASb Alcadozo. (A) Hipótesis en régimen no influenciado. (B) Correspondiente al año 2009. (C) Correspondiente al periodo 2010-2014. En los mapas (B) y (C) se indican los puntos de control utilizados para su trazado. El mapa (A) ha sido tomado de IGME-DGA (2012).

Actualmente las cotas piezométricas oscilan entre los 1090 m s.n.m. en la parte NO y los 610-700 m s.n.m. localizados en las áreas de descarga de los principales manantiales. Este rango en las cotas piezométricas ha sido

consistente durante el periodo de estudio, ya que la correlación entre los valores tomados en las diferentes campañas de campo ha sido muy alta ($R^2=0,99$). Se estima que el gradiente hidráulico medio está cerca de 0,015, salvo en algunos sectores cercanos al túnel de Talave y al límite S de a MASb, donde puede llegar a 0,040, valor que se puede considerar alto. En estas zonas se producen las descargas de agua subterránea (filtraciones al túnel o a manantiales) más significativas. Esto es debido posiblemente a factores estructurales que pueden estar afectando a la permeabilidad y circulación del agua.

Las principales incertidumbres que se derivan del análisis piezométrico son: (1) la posible continuidad del flujo subterráneo hacia la MASb Boquerón y su relación hidrogeológica con la cuenca del Júcar en parte de su borde N; (2) las posibles consecuencias de la posible existencia de una divisoria hidrogeológica al N de los límites de la MASb; (3) cómo puede estar afectando a la permeabilidad y gradiente hidráulico del acuífero la fracturación y/o karstificación del medio.

4.4. Recarga a la MASb Alcadozo

Como trabajo previo a lo que se expone con mayor detalle en el Capítulo 6, en este apartado se resumen los resultados obtenidos sobre la estimación de la recarga en la MASb en los sectores acuíferos que aportan agua a los manantiales de Ayna y Liétor. Estos resultados se deben considerar como una primera aproximación tanto en lo relativo a los valores de recarga obtenidos como en lo relacionado con el uso de métodos de cuantificación independientes.

Se han utilizado dos métodos de cuantificación de la recarga, el balance de agua en el suelo (BAS) (periodo 1989/90-2008/09 –años hidrológicos-) y el balance de masa de cloruro atmosférico (BMC) (periodo noviembre/2008-abril/2009). Los elementos de calibración necesarios para validar los resultados obtenidos mediante BAS han sido los aforos realizados en los manantiales de Ayna y Liétor durante el año hidrológico 2008/09. Estos manantiales drenan permanentemente y de manera concentrada dos sectores hidrogeológicos dentro de la MASb. En general, se acepta que la MASb se encuentra en condiciones estacionarias. Por otro lado, el método BMC se ha basado en la información del contenido de Cl atmosférico medido en 4 estaciones pluviométricas y en la concentración de Cl en agua subterránea medido en 12 manantiales y 22 sondeos. Los valores utilizados están en las tablas A.4.1, A.4.2 y A.4.5. Los requerimientos de ambos métodos y su fundamento matemático se detallan en el Capítulo 6.

A continuación se exponen los resultados más relevantes obtenidos con ambos métodos.

Balance de agua en el suelo (BAS)

En la Tabla 4.1 se muestran los parámetros y valores utilizados con Visual Balan en el proceso de calibración. La selección de valores previos a la calibración ha procedido de la recopilación de datos realizada durante el trabajo de campo y de otros estudios realizados en las inmediaciones del área de estudio (MOP-DGOH-SGOP, 1988; IGME-CHS, 2009, este último con participación del doctorando) que han servido de orientación para estimar

valores de determinados parámetros hidrogeológicos. Los valores de precipitación usados en las cuencas de ambos manantiales han sido tomados de la estación AEMET de Liétor. Los valores del coeficiente de agotamiento del acuífero (cuencas o sectores hidrogeológicos de cada manantial) proceden de la caracterización hidrodinámica de los manantiales de Ayna y Liétor (ver Apartado 4.5.1). La caracterización hidrodinámica ha sido fundamental para acotar incertidumbres y mejorar el ajuste entre caudales calculados y medidos. En este sentido hay que indicar que, aunque algunos valores de los parámetros utilizados son empíricos y, en general, coherentes con las características hidrogeológicas de la MASb Alcadozo, algunos de ellos han sido ajustados en el proceso de calibración. En la Tabla 4.1 se indican los valores finales usados.

Tabla 4.1. Valores finales de los parámetros utilizados para estimar la recarga media anual (periodo 1989/90-2008/09) mediante modelación del BAS con el código Visual Balan en las cuencas o sectores hidrogeológicos de los manantiales de Ayna y Liétor.

Zona*	Parámetro	Manantial de Ayna	Manantial de Liétor
Suelo	Porosidad total	0,45	0,35
	Punto de marchitez (fracción de volumen)	0,15	0,10
	Capacidad de campo (fracción de volumen)	0,35	0,25
	Espesor (m)	0,35	0,30
	Conductividad hidráulica (cm/s)	$1,15 \cdot 10^{-3}$	$1,15 \cdot 10^{-3}$
Zona no saturada	Coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico (1/día)	$1,30 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$
	Conductividad hidráulica vertical (m/día)	1,00	1,00
	Coeficiente de agotamiento del flujo de percolación (1/día)	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$
Acuífero	Coeficiente de agotamiento (1/día)	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$
	Coeficiente de almacenamiento (adimensional)	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$

* Según nomenclatura de Visual Balan

En la parte superior de las figuras 4.6 y 4.7 se muestra la salida de Visual Balan con los resultados para las cuencas de los manantiales Ayna y Liétor. Se indican los valores medios anuales (en mm) de las diferentes componentes del modelo de balance de agua. En la parte inferior de las figuras se muestra el ajuste obtenido entre los caudales calculados por Visual Balan y los medidos en las estaciones de aforo de Ayna y Liétor, así como la evolución de los datos de precipitación-descarga para el periodo completo.

la modificación de la ETR y los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico, de percolación y del acuífero producen variaciones significativas en la recarga estimada.

Figura 4.7. Resultados del modelo de balance de agua en el suelo (BAS). Valores medios de las diferentes componentes del balance hídrico (arriba) y detalle del ajuste entre los caudales calculados por Visual Balan y los caudales medidos (abajo) en el manantial de Liétor.

Estos resultados indican el tipo de respuesta hidrodinámica del acuífero. El desfase entre la precipitación y la descarga determina la unidad temporal de modulación de los recursos y su capacidad de regulación. Así mismo, ayudan a diseñar el modelo conceptual basado en la magnitud de los parámetros que mejor han reproducido la relación entre los niveles calculados y medidos. Por un lado, cómo influye la zona no saturada y el acuífero en la velocidad de tránsito del flujo subterráneo y en los tiempos de concentración. Por otro lado, qué papel juega la distribución espacial de la recarga y la estructura hidrogeológica en las líneas de flujo que descargan de manera concentrada en los manantiales y las que descargan de manera difusa en el río Mundo.

El valor medio de la recarga calculada para el periodo 1989/90-2008/09 sobre 18,2 km² de superficie permeable del sector acuífero que drena el manantial de Ayna (IGME-CHS, 2009) ha sido de 0,71 hm³ (39,37 mm), y de 0,52 hm³ (25,54 mm) para la recarga estimada sobre los 20,5 km² de superficie permeable del sector que drena el manantial de Liétor (IGME-CHS, 2009) (Tabla 4.2). La relación R/P es de 6,7 % para la cuenca del manantial de Ayna y de 10,3 % para la cuenca del manantial de Liétor, que son valores bastante similares e indican una moderada tasa de recarga.

Tabla 4.2. Valores medios anuales (hm³) de precipitación (P), evapotranspiración real (ETR), flujo hipodérmico (Fh), interceptación (In) y recarga (R) en las cuencas de los manantiales de Ayna y Liétor para el periodo 1989/90-2008/09.

Parámetro	Ayna (hm ³)	Liétor (hm ³)
P	6,89	7,76
ETR	5,45	5,33
Fh	0,10	0,38
In	0,63	1,53
R	0,71	0,52

Estos resultados muestran que la variabilidad espacial es un factor muy a tener en cuenta a la hora de evaluar con certidumbre el valor de la recarga (Scanlon et al., 2002; Custodio, 1997 y 1998). En ciertos casos, y según el clima predominante en el área de estudio, es oportuno recurrir a cálculos que ponderen el término de la recarga en función de su variabilidad espacial y temporal.

Balance de masa de cloruro atmosférico (BMC)

Para contrastar los valores obtenidos con el código Visual Balan, se ha efectuado una estimación de la recarga media interanual aplicando un método químico ambiental. Este método de cuantificación de la recarga se fundamenta en el efecto inducido por la evapotranspiración en la concentración del ion Cl que tiene el agua de recarga, cuyo origen debe ser exclusivamente

atmosférico. Este método fue propuesto inicialmente por Eriksson y Khunakasem (1969).

El valor de recarga se ha obtenido considerando una precipitación media para el periodo 1989-2009 de 379 mm/año. El valor medio de Cl en el agua de lluvia (fuente de la recarga) ha sido de 0,62 mg/L, con una incertidumbre determinada por su coeficiente de variación cercana a 0,32. Los valores de deposición atmosférica de Cl muestran un gradiente positivo de NO a SE y oscilan entre 0,16 y 0,27 g/m²/año, valores ligeramente inferiores a los obtenidos por Alcalá y Custodio (2008a) y por Custodio (2009) para el centro peninsular. La concentración de Cl en el agua subterránea tiene valores entre 9 mg/L y 36 mg/L en los manantiales y entre 8 mg/L y 93 mg/L en los sondeos.

Los resultados obtenidos indican que los manantiales o sondeos que aportan valores de recarga comparables a los calculados con Visual Balan, concretamente aquellos en los que la relación R/P oscila entre un 6 % y un 7,5 %, están situados a elevada altitud. Esto sugiere que el agua subterránea ha tenido escaso tiempo de residencia y que son asimilables a aguas freáticas o flujos poco profundos procedentes de recarga local. Estos puntos de agua tienen contenidos de Cl igual o inferior a 10 mg/L y las cotas de salida o captación están entre 1020 y 1440 m s.n.m. Los puntos de agua que aportan valores de recarga inferiores a estos porcentajes tienen un mayor contenido de Cl. Esta característica sugiere que el agua de recarga ha sido modificada por aporte de Cl no atmosférico, posiblemente procedente de materiales salinos del Trías. Por tanto, estos sondeos o manantiales no deben ser considerados en el proceso de regionalización de la recarga. Más detalles sobre el cálculo y la regionalización de la recarga se muestran en el Capítulo 6.

4.5. Descarga de la MASb Alcadozo

4.5.1. Descarga natural concentrada. Caracterización hidrodinámica de los manantiales de Ayna y Liétor

A continuación se exponen los resultados (Tabla 4.3) más relevantes de los trabajos de control hidrométrico realizados por el doctorando en los manantiales de Liétor y Ayna durante el año hidrológico 2008/09 (Hornero, 2010). Los caudales han sido medidos mensualmente (periodo diciembre-septiembre) (Tabla A.3.1). Como se ha comentado, determinados parámetros obtenidos del análisis temporal de la evolución hidrométrica de las descargas han sido utilizados en la fase de ajuste (caudales medidos vs. caudales calculados) realizada con Visual Balan para la estimación inicial de la recarga (ver Apartado 6.1.4). Así mismo, también han sido utilizados posteriormente para mejorar la estimación inicial de la recarga, evaluar su incertidumbre y regionalizar su magnitud al disponer de una serie temporal de datos más larga (ver detalles en Capítulo 6).

El análisis de la curva de recesión en un manantial es útil en el estudio del comportamiento de los acuíferos carbonatados. La interpretación de la curva de agotamiento del manantial contribuye a conocer el funcionamiento y la estructura del acuífero a partir de la estimación de una serie de parámetros sencillos (Maillet, 1905a; Mangin, 1970 y 1975). Esta curva se puede descomponer en dos partes: la primera, en la que el caudal disminuye de una manera más o menos rápida, y la segunda, en la que el agotamiento se

produce con más lentitud, en función del estado y comportamiento del flujo en la zona no saturada. Durante la fase de agotamiento la curva adquiere un comportamiento exponencial. A veces es muy complicado discriminar ambas fases en el hidrograma. Los parámetros hidrodinámicos que identifican la respuesta de los manantiales no suelen ser homogéneos temporalmente, por tanto, es necesario estimar diferentes valores y promediar o acotar su valor (Moral, 2005). Para ello es necesario disponer de series largas de caudal y diferentes curvas de recesión para aportar valores singulares. En este sentido, hay que indicar que el periodo de control no ha sido muy largo (algo menos de 1 año hidrológico), por tanto se debe considerar que los valores de los parámetros obtenidos son aproximados y presentan incertidumbre. En la Tabla 4.3 se muestran los valores estimados de los parámetros característicos en ambos manantiales mediante el análisis hidrodinámico de las curvas de recesión.

Durante el agotamiento la ley de decrecimiento del caudal responde a la ecuación de Maillet, en la que Q_0 es el caudal al comienzo del agotamiento, t es el tiempo transcurrido desde el inicio del agotamiento (t_0), Q_t es el caudal en un tiempo t y α es el coeficiente de agotamiento ($1/d$). Por definición, α es la inversa del tiempo necesario para que el caudal descienda una fracción, de manera que si Q_0 desciende rápidamente α es muy grande, y si desciende lentamente el coeficiente α es pequeño.

Tabla 4.3. Valores estimados de los parámetros hidrodinámicos en los manantiales de Ayna y Liétor

Parámetro	Manantial de Ayna	Manantial de Liétor
Coeficiente de infiltración (η)	0,043	0,023-0,043
Coeficiente de agotamiento (α)	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$ - $4,1 \cdot 10^{-3}$
Volumen dinámico (V_d)	1,18	0,52-0,67
Volumen en tránsito (V_t)	0,91	0,76
Capacidad reguladora (k)	1,3	0,7-0,9

$\eta = 1/D_d$ ($1/d$) : se obtiene considerando el tiempo de decrecida (D_d)

$\alpha = \log Q_0 - \log Q_t / 0,4343 (t - t_0)$ ($1/d$). Ecuación de Maillet.

$V_d = Q_0 / \alpha$ (hm^3): volumen que puede ser drenado en condiciones no influenciadas (periodo t)

V_t (hm^3): volumen medio descargado en un ciclo anual

$k = V_d / V_t$ (adimensional): determina la capacidad reguladora

El parámetro k permite comparar el carácter hidrodinámico de diferentes acuíferos. Este valor se obtiene a partir de la relación entre el volumen dinámico (V_d) y el volumen de tránsito (V_t). V_d se define como el volumen almacenado en la zona saturada del acuífero y que puede ser drenado en condiciones naturales; V_t corresponde al volumen descargado por el sistema en un ciclo anual. V_d depende del valor de α y V_t está determinado por la recarga y, por tanto, puede ser muy diferente según la región climática (Moral, 2005).

En ambos manantiales, el valor de V_t estimado es algo mayor que la recarga estimada en sus cuencas o sectores (ver detalles en Tabla 6.2, Capítulo 6). Estas diferencias se pueden considerar dentro del margen de incertidumbre que presenta este tipo de variables hidrogeológicas. El valor de k debe estar entre 0 y 1 (Mangin, 1975), ya que no considera que V_d sea mayor que V_t . Este parámetro k permite comparar la capacidad reguladora de acuíferos localizados en áreas con climatología parecida. Algunos autores han calculado valores de k válidos superiores a 1, indicando que las limitaciones de aplicabilidad del método vienen dadas por la diferencia entre algunas zonas de estudio con las características climáticas del área donde fue desarrollada (Cruz-Sanjulián et al., 1990; Jiménez et al., 2001), o bien, que el factor k indica que el acuífero estudiado no responde estrictamente a las características de un acuífero kárstico, sino más bien a uno de tipo poroso o fracturado (si $k > 0,5$). Los coeficientes de infiltración y agotamiento indican una velocidad de infiltración lenta y un agotamiento que se dilata bastante en el tiempo.

Desde el punto de vista de la planificación hidrológica, los valores del factor k obtenidos indican que el régimen de vaciado permite una gestión adecuada de los recursos frente a las demandas, ya que la evolución temporal de las descargas señala una buena modulación entre las entradas y las salidas, es decir, una buena disponibilidad temporal de sus recursos. De hecho, se ha estimado que si durante un año no hubiese aportaciones y se mantuvieran las condiciones de agotamiento, los manantiales de Liétor y Ayna drenarían aproximadamente un 70 % y un 85 % del volumen de agua disponible, respectivamente (Hornero, 2010).

4.5.2. Descarga natural difusa al río Mundo

El conocimiento que se tiene sobre la relación hidrodinámica que puede existir entre la MASb Alcadozo y el río Mundo es escaso. En el estudio realizado por MOP-DGOH (1988) se aportan valores de descarga de agua subterránea de 45 hm³ entre la confluencia de su principal afluente el arroyo de Bogarra y el embalse de Talave (Figura 4.8). Posteriormente, con base en el conocimiento hidrogeológico adquirido en el estudio realizado por IGME-CHS (2009), se consideró que en las proximidades de la localidad de Ayna, en parte del tramo en el que limitan la MASb Alcadozo y la MASb Pliegues Jurásicos, podrían existir unas aportaciones por escorrentía subterránea difusa de 3-4 hm³/año, en principio, correspondientes en su gran mayoría a la MASb de Pliegues Jurásicos.

Con el objetivo de precisar la magnitud de la descarga, y en el marco del estudio anteriormente citado, se planteó una campaña de aforos diferenciales en determinados tramos del río Mundo, la cual se realizó en mayo de 2009. Los datos más relevantes obtenidos en los aforos indicaron que en las inmediaciones de la localidad de Ayna, en el tramo que discurre entre los puntos Q1 y Q6 de la Figura 4.9, existen unas aportaciones de agua subterránea de unos 115 L/s. El resto de aforos diferenciales planteados, concretamente entre Hajar y Liétor y entre Liétor y el embalse del Talave, no se pudieron realizar debido a que las condiciones topográficas y el estado del cauce no habían sido favorables.

Figura 4.8. Situación de los tramos de descarga probable de agua subterránea al río Mundo entre la confluencia del Arroyo de Bogarra y río Mundo y el embalse de Talave. (Fuente: modificado de MOP-DGOH-SGOP, 1988).

La cuantificación de la descarga indica que el volumen de agua subterránea que cede la MASb Alcadozo de manera difusa al río Mundo en este tramo es aproximadamente 0,40 hm³. Este valor se deduce considerando que el balance hídrico está equilibrado (año 2008/09) (IGME-CHS, 2009; Hornero, 2010) y que la MASb se encuentra en estado no influenciado. En cualquier caso, este valor obtenido de manera puntual hay que considerarlo tentativo. El valor estimado de descarga difusa al río aporta una incertidumbre importante a la ecuación del balance hídrico. Aunque se asume que el balance hídrico está en equilibrio, se consideró necesario mejorar la cuantificación de la descarga aplicando técnicas de estudio complementarias en el futuro.

Para resolver las incertidumbres expuestas anteriormente, entre los años 2011 y 2013 se realizaron una serie de trabajos de cuantificación de la descarga con el objetivo de identificar áreas preferenciales de entrada de agua subterránea al río Mundo. Estos trabajos fueron parte de las actividades del proyecto MICINN REDESAC (ver Capítulo 1). Para cumplir con el objetivo se utilizaron, entre otras técnicas de estudio, el balance de masa de radón (²²²Rn) (BMR). El trabajo se realizó a lo largo de unos 50 km de cauce entre el nacimiento del río Mundo y el embalse de Talave (Figura 4.10). Las campañas de medida de radón en campo se realizaron en 17 localizaciones diferentes a intervalos previamente seleccionados durante octubre de 2011, mayo de 2012 y julio de 2013. Todas las campañas se llevaron a cabo en condiciones de flujo base, salvo la última donde las condiciones no se alcanzaron completamente. Los resultados y la metodología utilizada se pueden consultar con mayor detalle en Ortega et al. (2015).

Figura 4.9. Localización del tramo aforado en mayo de 2009 en las inmediaciones de la localidad de Ayna, incremento de caudal de descarga estimado y volumen probable de descarga difusa de agua subterránea desde la MASb Alcadozo y la MASb de Pliegues Jurásicos al río Mundo (Hornero, 2010).

Los resultados más relevantes fueron la identificación de varios tramos en los que el río Mundo era ganador (entrada de agua subterránea). El principal tramo ganador fue identificado en el entorno de la localidad de Ayna, aproximadamente entre los mismos puntos citados anteriormente Q1 y Q6 en la Figura 4.9. La descarga de agua subterránea estimada mediante BMR (caudal $\pm 2\sigma$) en octubre de 2011 fue de $29533 \pm 8667 \text{ m}^3/\text{día}$ (88 % del flujo total del río), en mayo de 2012 se estimaron $20011 \pm 7054 \text{ m}^3/\text{día}$ (65 % del flujo total del río) y en julio de 2013 la descarga se estimó en $23553 \pm 9350 \text{ m}^3/\text{día}$ (66 % del flujo total del río). Estos valores fueron muy consistentes con los resultados de los aforos diferenciales realizados e integrados en el propio método BMR. Con estos resultados se puede estimar que el río Mundo recibió aproximadamente $9 \pm 3 \text{ hm}^3/\text{año}$ de descarga subterránea en el tramo estudiado. Estos valores corresponden a la descarga difusa desde ambos márgenes del río Mundo, ya que no se pudo discriminar cuantitativamente la proporción de volumen que aporta cada MASb. Sin embargo, a partir de los trabajos de evaluación de los recursos incluidos en esta tesis doctoral (cuantificación de la recarga; ver Capítulo 6) se ha estimado la descarga de agua subterránea que podría aportar la MASb Alcadozo al río Mundo. Esta información se ha tenido en cuenta en el cálculo del balance hídrico de la MASb Alcadozo (ver Apartado 6.4).

4.5.3. Descarga al túnel de Talave

Se ha comentado anteriormente la existencia del túnel de Talave en el área de estudio. Una de las principales dificultades que presentó la construcción del túnel fue trabajar en un medio rocoso altamente complejo e incierto. Esto se

puso de manifiesto sobre todo en los problemas que surgieron en la interacción con el acuífero carbonatado Jurásico y los sedimentos plásticos (arcilloso-limosos) de las formaciones geológicas atravesadas. Durante su ejecución a lo largo del trazado, desde diferentes pozos de drenaje se llegaron a evacuar caudales superiores a 300 L/s, con alturas de bombeo, en algún caso, por encima de los 300 m. Esta situación comportó una previsible modificación del funcionamiento en régimen natural del acuífero, circunstancia que se materializó, según información obtenida durante el trabajo de campo y consultas directas a los ayuntamientos, en un paulatino descenso en los caudales de pequeños manantiales o fuentes, como efecto a la descarga constante que se estaba realizando desde los tramos saturados del acuífero hacia el túnel. Aunque la CHT mantiene una sección de aforo a la salida del túnel, no hay cifras oficiales o trabajos específicos que indiquen la evolución de la descarga de agua subterránea en el túnel. Tan solo, en el informe realizado por el IGME-CHS en 2009 se aporta un dato procedente de la Dirección Técnica de la CHS que hace referencia a un caudal medio en la salida del túnel de 100 L/s equivalente a 3,15 hm³/año. Este valor habría que acotarlo a un periodo de tiempo en el entorno del año 2010 y considerarlo como un valor medio con incertidumbre no determinada

Figura 4.10. Localización del área de estudio, río Mundo y tributarios principales. Se identifican también los límites de las MASb Alcadozo y Pliegues Jurásicos del Mundo y la situación del embalse de Talave. (Fuente: Ortega et al., 2015).

La importancia y relevancia de esta infraestructura hídrica en el contexto hidrogeológico del área de estudio ha motivado que se haga un trabajo específico sobre sus aspectos geométricos, geológicos, evolución temporal de los caudales de agua subterránea filtrados al túnel y el papel que juega actualmente en el funcionamiento de las MASb Alcadozo. Este trabajo será expuesto detalladamente en el Capítulo 7.

4.5.4. Descarga por explotación de agua subterránea

La explotación de agua subterránea se distribuye principalmente en el sector centro-oriental de la MASb. El agua subterránea es utilizada para el abastecimiento de pequeños núcleos urbanos o pedanías y también para el riego de las superficies agrícolas localizadas en el entorno del límite E de la MASb.

Los valores obtenidos durante el trabajo de campo o recopilados (IGME-CHS, 2009) relacionados con el abastecimiento se consideran representativos actualmente y a corto-medio plazo, ya que la población en los últimos años no ha experimentado cambios importantes y su proyección para los próximos años no sugiere cambios significativos (<http://www.ine.es>). La explotación asignada procede de información directa de los ayuntamientos de Alcadozo, Liétor y Ayna. En el caso de los sondeos gestionados por el Ayuntamiento de Ayna, concretamente los sondeos de La Sarguilla, Navazuela, Villarejo, La Dehesa y El Griego se ha recurrido a la estimación de la explotación considerando la potencia contratada y la potencia de las bombas (Juárez García et al., 1987). En general, se ha estimado un volumen medio anual basado en la población y una dotación media de 200 L/hab/día. Por tanto, en los sondeos de abastecimiento se ha tenido en cuenta la coherencia entre el valor de explotación y la población potencialmente abastecida (permanente y estacional). La información de los sondeos utilizados para regadío (sector E de la MASb) ha sido obtenida del trabajo de campo y del registro de aguas de la CHS. Estos valores presentan mayor incertidumbre, ya que la explotación de agua subterránea está marcada por las aportaciones extraordinarias de agua de lluvia, la componente estacional del uso del agua (primavera-verano), la rotación de cultivos y el uso compartido de agua subterránea entre explotaciones. En la Tabla 4.4 se exponen los valores de explotación y usos del agua.

Tabla 4.4. Usos del agua subterránea y valores estimados de explotación en la MASb Alcadozo.

Nº	Nombre	Explotación (m ³ /año)	Uso del agua	Fuente
16	La Jara	730	Abastecimiento	(a)
53	Casas de Haches	3940	Abastecimiento	(a)
54	El Griego	510	Abastecimiento	(b)
55	La Dehesa	2160	Abastecimiento	(a)
56	Navazuela-La Noguera	940	Abastecimiento	(a)
57	La Sarguilla	890	Abastecimiento	(a)
58	Villarejo	1510	Abastecimiento	(a)
59	La Herrería	2260	Abastecimiento	(a)
61	Potiche	2850	Abastecimiento	(b)
62	Cañadas de Arriba y Abajo	2630	Abastecimiento	(b)
64	El Mullidar	1240	Abastecimiento	(b)
69	Trifillas norte	1200000	Regadío	(c)
72	Enebrales	94000	Regadío	(b)
74	Casa Blanca	3070	Abastecimiento	(b)
76	Alcadozo	66800	Abastecimiento	(a)
78	Fontanar	126000	Regadío	(b)
84	Fontanar de las Viñas	3580	Abastecimiento	(b)
97	Burruco	1240	Abastecimiento	(b)

Fuente: (a) IGME-CHS (2009); (b) Información propia; (c) Información propia y registro CHS

En resumen, la explotación de agua subterránea dedicada al abastecimiento está cercana a 0,094 hm³/año y el regadío utiliza aproximadamente 1,42 hm³/año. Hay que indicar que la mayor parte de la población que vive en las poblaciones de Ayna y Liétor se abastece con agua subterránea procedente de sus manantiales principales. Asimismo, a través de pequeños manantiales localizados en el parte occidental de la MASb Alcadozo y cerca del límite norte

de la MASb Pliegues Jurásicos del río Mundo, entre las localidades de Bogarra y Paterna del Madera, se abastece principalmente la población de estas localidades y la que se encuentra diseminada en sus términos municipales. Por tanto, hay que destacar que el agua subterránea abastece como único recurso a una población aproximada de 3952 habitantes (<http://www.ine.es>).

CAPÍTULO 5. APORTACIONES DE LA HIDROQUÍMICA Y DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DEL ACUÍFERO

5. APORTACIONES DE LA HIDROQUÍMICA Y DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DEL ACUÍFERO

5.1. Objetivos específicos del estudio hidroquímico e isotópico

Los objetivos específicos de este capítulo son: 1) la caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas, principalmente las aguas de la MASb Alcadozo; 2) el estudio de los principales procesos hidroquímicos que son responsables de la composición química regional y de la calidad del agua; 3) la ampliación del conocimiento existente sobre la relación entre el río Mundo y las masas de agua subterránea que se encuentran en su cuenca hidrogeológica.

5.2. Caracterización química de las fuentes de solutos para el agua subterránea en la zona de estudio

En este apartado se describen las fuentes potenciales de solutos para el agua subterránea en la zona y los principales procesos químicos y físicos que transfieren esos solutos al agua. Las fuentes potenciales de solutos que son responsables de la composición química de las aguas superficiales y subterráneas tienen tres orígenes: 1) atmosférico (deposición húmeda -el agua atmosférica toma solutos y gases en la atmósfera antes de alcanzar el terreno- y seca -polvo que decanta cuando no hace aire y sales que precipitan sobre la superficie del terreno al evaporarse las gotas de humedad atmosférica); 2) litológico (el agua disuelve minerales tanto en la superficie del terreno como, una vez infiltrada, en el subsuelo -flujo por las zonas no saturada y saturada-) y 3) antrópico (en algunos sectores de la zona de estudio el agua de recarga incorpora solutos procedentes de actividades humanas, principalmente de la agricultura, antes y durante la infiltración). El estudio de las fuentes de solutos existentes en la zona de estudio ha contribuido a deducir los procesos dominantes de transferencia de solutos al agua a escalas regional y/o local.

5.2.1. Fuentes atmosféricas y su composición

Como se ha dicho en el Capítulo 2, se han obtenido datos físico-químicos de la deposición atmosférica total (deposición seca más deposición húmeda) en cuatro estaciones pluviométricas que están distribuidas espacialmente en la zona de estudio: Bogarra, Liétor, Fontanar de las Viñas y Paterna del Madera.

Los resultados analíticos de muestras integradas semestralmente se recogen en la Tabla A.4.5 y se muestran en las figuras 5.1 y 5.2. Las aguas son muy diluidas ($CE < 45 \mu S/cm$ en la mayoría de los casos) y tienen valores de pH ligeramente ácidos, entre 5 y 7, como cabe esperar en aguas de lluvia no contaminadas (Custodio y Llamas, 1983; Appelo y Postma, 1993). Presentan concentraciones pequeñas de los componentes principales del aerosol marino (el Cl oscila entre 0,54 mg/L y 3,88 mg/L y el Na oscila entre menos del límite de detección -2 mg/L- y 4 mg/L), lo cual es coherente con lluvias de origen continental. Para hacer los gráficos se ha usado $Na = 1 \text{ mg/L}$ ($\frac{1}{2}$ del valor del límite de detección) en aquellas muestras informadas con $Na <$ dicho límite.

Existe una variación regional de la concentración de Cl en el aporte atmosférico, con un gradiente positivo de NO y N (zona de alta-media altitud y

pluviometría más elevada) a SE (zona de menor altitud y pluviometría) (ver detalles en Capítulo 6). Esta variación no se observa en el contenido de Na, aunque en la lluvia de la estación ubicada más al N (Fontanar de las Viñas) se encuentran puntualmente contenidos de Na más elevados que en las otras.

Las aguas de lluvia oscilan entre bicarbonatadas-magnésicas y bicarbonatadas-sulfatadas-magnésicas. Los contenidos de HCO_3 oscilan entre 3 y 25 mg/L, y los de Ca y Mg oscilan entre 1 y 6 mg/L. Hay que indicar que en la estación de Bogarra se encuentran puntualmente contenidos de HCO_3 y/o Ca más elevados (muestras B7 y B8 en tabla adjunta de la Figura 5.1). En general, los contenidos indican que una de las fuentes de solutos dominantes en el aporte atmosférico (y en el agua de recarga) es la litología local.

Figura 5.1 Diagrama de Piper de las aguas de lluvia tomadas en Bogarra (BO), Liétor (L), Fontanar de las Viñas (FV) y Paterna del Madera (PM) entre enero de 2011 y diciembre de 2014, integradas en muestras semestrales.

Las concentraciones de SO_4 oscilan entre 1 y 15 mg/L, lo que sugiere que hay contribución de sulfato de origen no marino al aporte atmosférico. Dadas las características ambientales de la zona de estudio y su localización (SE España), una hipótesis realista sobre el origen del sulfato del agua de lluvia (y también de una parte del Ca y el Mg) son las partículas de polvo de origen africano que frecuentemente entran a la Península Ibérica por el S y SE de la misma. Esta hipótesis es apoyada por los trabajos de Rodríguez et al. (2001),

Izquierdo y Ávila (2012) y Querol et al. (2006). Estos últimos autores han analizado los niveles, composición y fuentes de material atmosférico particulado en España. En sus datos diferencian, por un lado, como fuente natural de SO_4 no marino la intrusión de polvo desértico del Sahara, y por otro lado, como fuente de origen antropogénico la emisión de SO_4 procedente de instalaciones industriales no locales. Esto convierte al SO_4 en un trazador de larga distancia. En este sentido, la estación climatológica de la Base Aérea de los Llanos de Albacete (<http://www.aemet.es>) localizada a 50 km al N del área de estudio, registra que la dirección dominante del viento es Oeste, lo cual es consistente con una posible segunda fuente de sulfato para el aporte atmosférico en la zona: el azufre (ya sea en forma de partículas y/o de gases) procedente del complejo industrial de Puertollano (170 km al O de la estación de Bogarra). Una tercera fuente adicional de sulfato podría ser la resuspensión de polvo de distinta naturaleza, que es un proceso conocido, sobre todo, en entornos semiáridos con menor tasa de precipitación (Espinosa Martínez, 2014), como es el caso del sector centro-oriental del área de estudio. Esta tercera fuente podría incorporar SO_4 del polvo procedente de los afloramientos triásicos. A escala regional los afloramientos de Triásico están localizados ampliamente al O del área de estudio (SE de Ciudad Real y SO de Albacete) y, en un entorno más cercano, al NO y SO de la estación de muestreo de lluvia de Bogarra y al E y SO de la estación de Liétor (IGME, 1975a, 1975b, 1978).

Los contenidos de SO_4 en las muestras de lluvia recolectadas corresponden a la suma del aporte de esos solutos por el agua de precipitación (deposición húmeda) más el aporte de los mismos por el polvo atmosférico depositado sobre la superficie de los colectores entre episodios de lluvia (deposición seca). Para hacer una estimación del posible aporte de solutos a las muestras por la deposición seca es necesario conocer el valor del aporte por la deposición húmeda. Alcalá (2005) proporciona rangos numéricos para convertir la deposición atmosférica total en deposición húmeda y seca en la Península Ibérica por zonas. Según este autor, considerando que el área de estudio es principalmente de influencia atlántica, el aporte de solutos por la deposición húmeda estaría en torno al 62 %.

El estudio de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ ($r = \text{meq/L}$) aporta información sobre el posible origen litológico del SO_4 . En este estudio, el rango de valores de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ ($r = \text{meq/L}$) en las muestras de lluvia ha oscilado entre 0,23 y 6,89 (Tabla 5.1). Singularmente, las muestras de Fontanar de las Viñas han oscilado entre 0,30 y 6,78; las muestras de Liétor han estado comprendidas entre 0,23 y 6,89; en la estación de Bogarra han presentado valores entre 0,85 y 5,95 y por último, las muestras de Paterna del Madera han presentado menor variabilidad y sus valores han estado comprendidos entre 1,20 y 1,75 (aunque está estimado solo para el año 2014, con menos muestras que en las otras estaciones). Si se comparan estos valores con los obtenidos para el mismo periodo en estaciones de la red EMEP (Cooperative Programme for the Monitoring and Evaluation of the Long Range Transmission of Air Pollutants in Europe; <http://www.emep.int/>) más cercanas al área de estudio, se observan diferencias notables. Dichas estaciones son la ES0007R en Vízcar (Granada) y la ES0012R en Zarra (Valencia). El rango de valores de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ en estas estaciones ha estado entre 0,23 y 0,46 (Tabla 5.1). En cambio, los valores aportados por Calvo et al. (2012) en estas mismas estaciones de la red

EMEP para el periodo 2002-2006 han estado comprendidos entre 1,10 y 1,40 (Tabla 5.1). En cualquier caso, los valores obtenidos durante el trabajo de tesis en el área de estudio presentan mayor variabilidad que los valores de referencia citados.

Tabla 5.1. Rango de valores de la relación rSO_4/rCl en las muestras de agua de lluvia tomadas en el área de estudio (enero de 2011-diciembre de 2014) y en dos estaciones de referencia de la red EMEP.

Estación	rSO_4/rCl (r=meq/L)	Fuente
Fontanar de las Viñas	0,30-6,78	Datos propios
Liétor	0,23-6,89	Datos propios
Bogarra	0,85-5,95	Datos propios
Paterna del Madera	1,20-1,75	Datos propios ^(a)
Viznar (Granada)	0,23-0,46	red EMEP
Zarra (Valencia)		
	1,10-1,40	Calvo et al. (2012) ^(b)

^(a) entre enero de 2014 y diciembre de 2014

^(b) estaciones de Viznar y Zarra (red EMEP) entre los años 2002 y 2006

Los valores de las estaciones EMEP deben ser considerados niveles de fondo a la hora de compararlos con los de este estudio y extraer conclusiones. No obstante, en el último trabajo citado de Calvo et al. (2012) se concluye que el dominio de SO_4 y Ca en la composición química del agua de lluvia se debe al aporte litogénico. Extrapolando estas consideraciones al área de estudio, la contribución de la deposición seca a la deposición atmosférica total debe ser cuantitativamente relevante.

5.2.2. Fuentes litológicas

Las fuentes litológicas de solutos para el agua subterránea de un acuífero se pueden conocer a priori si se conoce la litología del medio sólido. En la zona de estudio las principales fuentes litológicas son: dolomías (ampliamente distribuidas, constituyen la litología más abundante) y arcillas con yeso y, en menor medida, con algo de halita (presentes en las escamas de Triásico, localizadas en zonas concretas del acuífero).

La presencia de materiales triásicos no siempre es evidente en términos cartográficos. El estudio del contenido de cloruro y de la relación molar Cl/Br en las aguas ayuda a identificar si este soluto procede de materiales triásicos o de otras fuentes. Se ha utilizado la relación Cl/Br como trazador para identificar el origen de la salinidad en las aguas, ya que permite discriminar con un margen de error razonable las fuentes de Cl y Br en las aguas de un lugar (Alcalá y Custodio, 2008b). En la Figura 5.3 se observa, en primer lugar, que los contenidos de Cl del conjunto de las aguas estudiadas oscilan entre ~ 1 mg/L y ~ 80 mg/L. Este amplio rango ya indica que el Cl presente en las aguas tiene más de un origen. Los valores de la relación Cl/Br frente al contenido de Cl sugieren distintas fuentes de salinidad en las aguas de lluvia, subterráneas y superficiales. En general, se observan las siguientes fuentes de Cl:

- Origen exclusivamente atmosférico y propio de precipitaciones caídas en áreas continentales y a notable altitud para las aguas de lluvia, con contenidos de Cl $< 3,5$ mg/L y valores del cociente Cl/Br entre 400 y casi 3000 (una sola muestra de la estación de Bogarra: B1).

Figura 5.2 Diagramas de Schöeller-Berkaloff mostrando las envolventes de la composición de la lluvia en Bogarra (B), Liétor (L) y Fontanar de las Viñas (FV) entre enero de 2011 y diciembre de 2014, y en Paterna del Madera (PM) entre enero y diciembre de 2014.

- Origen exclusivamente atmosférico (recarga de lluvia caída a elevada altitud) para un conjunto de muestras de agua subterránea con concentraciones de Cl entre 3-4 mg/L y unos 15-20 mg/L y valores de la relación Cl/Br entre 300 y casi 2000, aunque la mayoría tiene entre 300 y 600. Integra la mayoría de las aguas de manantial.
- Origen principalmente atmosférico, pero con una contribución litológica triásica de proporción variable, para un conjunto de muestras de

manantiales (12, 14, 15, 46), sondeos (64, 68, 69, 71, 76) y el río Mundo (110, 112, 114) tomadas en los sectores S y E de la MASb Alcadozo. Tienen concentraciones de Cl entre unos 15-20 mg/L y unos 60 mg/L y valores de la relación Cl/Br entre 120 y 800, aunque la mayoría también tiene entre 300 y 600. Las tres muestras del río Mundo se tomaron cerca de afloramientos del Triásico. Integra prácticamente la totalidad de las muestras del túnel de Talave (más adelante, en el Capítulo 7, se estudia con mayor detalle el origen y composición química del agua filtrada al túnel de Talave).

- Origen atmosférico junto con contribución litológica (materiales triásicos) para la mayor parte de las muestras de agua superficial. Tienen concentraciones de Cl entre 3 y 40 mg/L y valores de la relación Cl/Br entre 1000 y algo menos de 3000. En general, se puede considerar que valores del cociente Cl/Br > 1000 y contenidos de Cl < 15-20 mg/L indican origen exclusivamente atmosférico. Pero se observa un incremento del contenido de Cl en la dirección del flujo del río Mundo que es atribuible tanto a la disolución de los materiales triásicos existentes en los acuíferos que drenan agua al río (MASb Alcadozo y MASb Pliegues Jurásicos) como al aporte de su principal cauce tributario, el arroyo de Bogarra (muestra 106), que está encajado en gran parte de su recorrido entre estos mismos materiales. Por último, algunas de las muestras de cauces pueden tener cierta contribución de aguas residuales (por ejemplo la del propio arroyo de Bogarra, tomada aguas abajo de la estación depuradora de la población de Bogarra), lo que aportaría al agua Cl pero no Br, aumentando el valor de la relación Cl/Br.
- Origen predominantemente litológico, por disolución de sedimentos triásicos con halita, en las muestras del manantial de Híjar (11). Tienen concentraciones de Cl alrededor de 70 mg/L y valores de la relación Cl/Br en torno a 2000. El conocimiento que se tiene sobre la estructura hidrogeológica y la posición de los materiales del Triásico en contacto con el río Mundo (falla del río Mundo) apoyan la hipótesis de que estas muestras presentan mayor contenido de Cl por el contacto con evaporitas. Además, cerca de este manantial, entre las localidades de Liétor y Ayna (paraje El Salero), hay restos de una explotación de sal, actualmente inactiva, cuyo origen se remonta a la Edad Media (Jordán, Montes 1997), y también los hay en el paraje de las salinas de Bogarra en forma de pequeñas surgencias de agua. La información mineralógica existente en las fichas anexas a los mapas geológicos de la serie MAGNA (IGME, 1975a, 1975b, 1978, 1980) no es concluyente en cuanto a la existencia de halita entre los sedimentos del Keuper, lo que sugiere que la halita se encuentra de forma muy localizada en esta facies.

En resumen, la información proporcionada por los valores de la relación Cl/Br y del contenido de Cl indica que existe un aumento del contenido de Cl a escala regional en el sentido principal del flujo del agua subterránea (de NO y N a E y SE) que se puede atribuir principalmente a dos motivos: la mayor contribución litológica de Cl desde los sedimentos triásicos, cuya presencia es más abundante en el borde S y SE de la MASb, y un probable aumento del tiempo de transferencia del Cl atmosférico hasta la zona saturada en el centro y E de

la zona de estudio debido a la existencia de suelos más retentivos en esas zonas, lo cual propiciaría un mayor efecto concentrador de la evapotranspiración (ver más detalles en el Capítulo 6). El flujo de base del río Mundo también presenta en algunos tramos la influencia del Triásico.

Figura 5.3 Relación entre el contenido de Cl y el cociente Cl/Br (molar) en las muestras estudiadas de agua subterránea, agua superficial, embalse de Talave, túnel de Talave y agua de lluvia en el área de estudio. Como referencia, se muestra el valor de la relación Cl/Br en aguas de origen marino. Las distintas aguas se han agrupado en base al origen común de su salinidad. La identificación de las muestras se puede ver en la Tabla A.1.1.

5.2.3. Fuentes antrópicas y su composición

La principal actividad antrópica es la agricultura, que se encuentra mayoritariamente concentrada en la mitad E de la zona de estudio. En el resto del área no hay ninguna actividad humana productiva. En cuanto a los núcleos urbanos existentes, estos son pequeños y están desperdigados por toda la zona, por lo que no cabe esperar que generen un impacto significativo en la composición del agua subterránea.

El estudio comparado de las concentraciones de SO_4 y NO_3 en las aguas muestreadas ayuda a identificar la posible existencia e impacto de la contaminación de origen antrópico. En la Figura 5.4 se identifican tres tendencias evolutivas que muestran grupos de aguas cuyo SO_4 y NO_3 procede de distintas fuentes principales: A) muestras con NO_3 de origen agrícola y SO_4 de origen atmosférico. La marca de los fertilizantes es más intensa en sondeos con el nivel freático poco profundo (por ejemplo, 83 y 87); B) muestras con SO_4 de origen litológico (sedimentos triásicos) y NO_3 de origen atmosférico. Proceden de zonas donde hay afloramientos localizados de Triásico; C) muestras con NO_3 de origen agrícola y contribución litológica de SO_4 . En este

caso se agrupan los sondeos y/o manantiales ubicados principalmente en el sector E, donde la actividad agrícola es intensiva y presenta una fuerte demanda hídrica, y en el borde S, donde la actividad está concentrada en pequeñas parcelas con predominio de cultivos de secano. En las tres tendencias se observa una notable variabilidad de la contribución relativa de las fuentes principales de NO_3 y SO_4 al conjunto de las muestras.

En resumen, en aquellas zonas del área de estudio donde se realiza actividad agrícola las aguas subterráneas tienen ya NO_3 de agroquímicos, en contenidos variables inversamente relacionados con la profundidad del nivel freático. Estas zonas están localizadas principalmente en el S y mitad E de la MASb Alcadozo, así como al N del límite hidrográfico Segura-Júcar. Por otro lado, no se observa presencia de SO_4 de origen agrícola en las aguas.

Figura 5.4 Relación entre los contenidos de SO_4 y NO_3 en las muestras de agua subterránea, ríos, embalse de Talave y túnel de Talave estudiadas. Las flechas indican las tendencias relacionadas con las principales fuentes de SO_4 y NO_3 en el área de estudio. Se identifican algunas muestras significativas relacionadas con los procesos comentados en el texto.

5.2.4. Síntesis de fuentes de solutos en la zona de estudio

En síntesis, las principales fuentes de solutos identificadas para las aguas superficiales y subterráneas de la zona de estudio son:

- El aporte atmosférico está dominado por el aerosol marino (Cl, Na y K), la litología del entorno (Ca, Mg, HCO_3 , quizás algo de SO_4) y probablemente el polvo del Sahara (Mg, Ca, SO_4) y la combustión de combustibles fósiles en Puertollano, al O de la zona (SO_4). El aporte atmosférico incorpora solutos a las redes de flujo superficial y subterráneo en toda la extensión de la MASb Alcadozo.

- Las fuentes litológicas de solutos están dominadas por rocas carbonatadas (calizas y dolomías), que cubren toda la zona de estudio. Le siguen arcillas y minerales evaporíticos, singularmente yesos y halita, que aparecen en el borde S y SE de la MASb Alcadozo.
- Las fuentes antrópicas de solutos son las actividades agrícolas. Estas están localizadas en el E y SE de la zonas de estudio, y parecen incorporar al agua subterránea NO_3 pero no SO_4 .

5.3. Composición química de las aguas subterráneas y superficiales y su origen

5.3.1. Facies hidroquímicas, distribución espacial y variabilidad temporal

Los datos hidroquímicos disponibles de la MASb Alcadozo y los cursos superficiales proceden de las campañas de muestreo descritas en el Capítulo 2. Para conocer las condiciones de contorno, de la literatura (IGME-DGOH, 2001) se han tomado algunos análisis históricos de aguas subterráneas de otras Masas de Agua Subterránea (Pliegues Jurásicos del Mundo; Calar del Mundo; Segura-Madera-Tus (acuífero Cujón) y Fuente Segura-Fuensanta (acuífero Herrada)) (ver Figura 2.1). En lo que sigue se estudia la hidroquímica de las muestras tomadas para este trabajo, pero puntualmente se muestran y comentan las características de las muestras históricas de esos otros sistemas. Las diferentes campañas de muestreo realizadas no han mostrado cambios temporales significativos en la composición química del agua, por tanto, se hace una interpretación conjunta de los datos con independencia de la fecha de muestreo. Se han agrupado como aguas subterráneas las muestras tomadas en sondeos, manantiales y boca de salida del túnel de Talave y como aguas superficiales las tomadas de forma puntual en diferentes lugares del río Mundo entre su origen y el embalse de Talave, del arroyo de Bogarra y del citado embalse.

Los parámetros físico-químicos detallados están en las tablas A.4.1. A.4.2 y A.4.3. En la Tabla 5.2 se muestran los valores estadísticos principales. Se observa que los parámetros físico-químicos en las aguas subterráneas tienen valores de las medianas cercanas a sus valores medios, indicando que la distribución es normal o cuasi-normal, lo que confiere representatividad a los valores estadísticos mostrados.

En el caso de Cl , SO_4 y NO_3 la distribución de valores está sesgada hacia la derecha, ya que el valor medio es mayor que la mediana, indicando que los valores más altos, asociados a un incremento de esos solutos debido a la existencia de fuentes adicionales a las principales, condicionan su distribución. En general, la distribución de valores sugiere que la composición del agua está relacionada con un sistema en el que predomina el flujo regional y la recarga natural está bien distribuida espacialmente.

La CE del conjunto de las muestras (datos de laboratorio, que son más estables que los de campo) tiene valores entre 300 y 960 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un valor medio es 569 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Figura 5.5). Estos valores indican aguas en general poco a medianamente mineralizadas, salvo algunas muestras obtenidas en puntos de los bordes E y S de la MASb Alcadozo (y a menor altitud) donde la CE es

más alta (valores entre 700 y algo menos de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). En el caso de aguas de manantiales y sondeos, el aumento de la CE con la disminución de la cota puede deberse al aumento del tiempo de permanencia a lo largo del flujo regional, pero también es consistente con la mayor presencia de afloramientos de Triásico en el S y E de la zona, donde las cotas son más bajas. Esta es la única explicación plausible para explicar el aumento de la CE al disminuir la altitud en el caso de aguas de ríos y arroyos.

Tabla 5.2. Valores estadísticos de los parámetros físico-químicos de aguas subterráneas y aguas superficiales de la zona de estudio.

Parámetro	Agua subterránea (n=143)					Agua superficial (n=24)				
	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	σ	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	σ
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	569	552	309	959	124	583	590	307	805	116
pH lab.	7,5	7,5	6,8	8,3	0,3	7,6	7,7	7,1	8,0	0,2
T ($^{\circ}\text{C}$)	15,2	15,0	6,4	24,0	3,7	16,4	16,7	9,6	21,3	2,8
Cl (mg/L)	19	15	2	93	15	19	19	2	39	11
SO ₄ (mg/L)	35	27	2	177	35	46	39	8	205	38
HCO ₃ (mg/L)	284	282	145	434	53	276	292	168	320	43
NO ₃ (mg/L)	14	10	0	96	15	2	2	0	10	2
Na (mg/L)	12	10	1	48	9	14	15	2	29	7
Mg (mg/L)	31	30	7	53	8	31	33	13	40	6
Ca (mg/L)	66	65	37	112	14	63	61	42	99	13
K (mg/L)	1	1	0	8	1	1	1	0	2	1
SiO ₂ (mg/L)	7	7	3	18	3	4	4	1	7	2

n: número de muestras; σ : desviación estándar

Los valores de pH de laboratorio de las aguas subterráneas oscilan entre 6,8 y 8,3 con un valor medio de 7,5 que coincide con la mediana. Estos valores indican que las aguas son ligeramente alcalinas. Los valores de pH de laboratorio en las aguas superficiales son muy similares a los pH de las aguas subterráneas. Para obtener los estadísticos básicos se han tomado los valores de pH de laboratorio por ser más estables y consistentes que los pH tomados en campo. En principio los valores de pH son coherentes con el predominio de rocas carbonatadas en el área de estudio, pero se trata de valores más bien bajos que sugieren tiempos de permanencia no muy elevados. Desde el punto de vista del funcionamiento del sistema esta información del pH sugiere flujos subregionales.

Las aguas subterráneas presentan una composición química relativamente homogénea. La facies hidroquímica mayoritaria es la HCO₃-CaMg (118 muestras), que en algunos puntos se convierte en HCO₃-MgCa (19 muestras). El resto de muestras presentan localmente facies HCO₃SO₄-CaMg o HCO₃SO₄-MgCa (8 muestras) y de forma puntual y/o estacional aparecen muestras con facies de tipo HCO₃Cl-MgCa (1 muestra) y SO₄HCO₃-CaMg (2 muestras) (Figura 5.6).

Los contenidos de HCO₃, Ca y Mg constituyen la mayor parte de la masa total de solutos presentes en el agua subterránea, e indican la litología dominante en los acuíferos estudiados, calizas y dolomías. El HCO₃ presenta contenidos entre 145 y 434 mg/L, con una concentración media de 284 mg/L; el Ca oscila

entre 37 y 112 mg/L, con un valor medio de 66 mg/L y el Mg presenta un rango de valores entre 7 y 53 mg/L, con un valor medio de 31 mg/L.

Figura 5.5. Relación entre la conductividad eléctrica (CE) y la altitud del manantial (cota de surgencia) o sondeo (cota del nivel piezométrico) en la MASb Alcadozo. La flecha indica la tendencia general de evolución de la mineralización del agua.

Las aguas subterráneas de la facies hidroquímica mayoritaria principal están poco mineralizadas ($CE = 350$ a $750 \mu S/cm$). Esta facies se identifica sobre todo en las aguas de la cuenca alta del río Mundo y en gran parte de la MASb Alcadozo (cuenca media del río). Estas aguas han sido muestreadas a elevada y media altitud y representan líneas de flujo de longitud variable, desde aguas de recarga reciente hasta aguas con mayor tiempo de residencia (ver Apartado 5.4).

La facies hidroquímica mayoritaria y la mineralización del agua cambian desde el sector occidental de la zona de estudio hacia el sector oriental (límite este de la MASb Alcadozo en contacto con la MASb Boquerón) y hacia el borde sur (río Mundo), donde aparecen las facies minoritarias (Figura 5.6). Esto se debe a la aparición de la marca litológica del Triásico (generalmente compuesta de yesos, anhidrita $-SO_4-$ y localmente de halita $-Cl-$; Ortí et al., 2014) en esas zonas.

La concentración de Cl presenta una variabilidad elevada en el conjunto de las aguas, con valores entre 2 y 93 mg/L y una marcada distribución regionalizada. En la MASb Alcadozo hay un gradiente positivo del contenido de Cl de NO a SE. Los valores varían entre 3 y 10 mg/L en el sector occidental, entre 10 y 20 mg/L en el sector central y entre 20 y 30 mg/L en los sectores meridional y oriental. En los acuíferos situados en la cabecera del río Mundo (Calar del Mundo y Cujón; ver Figura 2.1.) la concentración de Cl oscila entre 3 y 14 mg/L. En la Figura 5.7 se muestra la relación entre la cota de surgencia (manantial) o cota piezométrica (sondeo) del agua subterránea y la concentración de Cl. En general, los valores de Cl son menores a cotas más elevadas, evolucionando su magnitud de manera inversa a la altitud. Esta evolución sugiere procesos de evapoconcentración del agua durante la recarga y/o influencia litológica a escala local. Este aspecto es discutido más adelante (apartados 5.3.2 y 5.3.3).

Figura 5.6. Diagramas de Stiff modificados de las siguientes muestras: aguas subterráneas tomadas para este trabajo en la MASb Alcadozo (período 2008-2013; solo se muestra un análisis por punto) y en el túnel de Talave (2014); aguas superficiales tomadas en el río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave (2013); muestras históricas de agua subterránea de las MASb Pliegues Jurásicos, Calar del Mundo, Fuente Segura Fuensanta y Segura-Madera-Tus (sector SO del mapa), tomadas de IGME-DGOH (2001).

La concentración de SO_4 varía entre 2 y 177 mg/L, con un valor medio de 35 mg/L. Los valores son más elevados en la MASb Alcadozo que en el resto de acuíferos debido a una mayor presencia del Triásico en aquella.

La concentración de NO_3 varía ampliamente entre prácticamente 0 y 96 mg/L, con un valor medio de 14 mg/L. Su origen se ha descrito en el Apartado 5.2.3.

Figura 5.7. Relación entre la concentración de cloruro y la altitud del manantial (cota de surgencia) y sondeo (cota del nivel piezométrico) en la MASb Alcadozo.

Los contenidos de Na presentan una amplitud de valores entre 1 y 48 mg/L y un valor medio de 12 mg/L. La Figura 5.8 muestra una buena correlación general entre los contenidos de Na y Cl; esto indica que las fuentes principales de ambos solutos, al menos en la mayoría de las aguas, son las mismas: el aporte atmosférico y las evaporitas del Triásico. No obstante, un cierto número de aguas, singularmente de manantial, muestran un notable desequilibrio entre Na y Cl, con valores de la relación Na/Cl (molar) que oscilan entre 1,5 y 2,3. En un primer momento se pensó que esos valores podrían deberse a la ocurrencia de intercambio catiónico (con liberación de Na) en las arcillas de descalcificación o del Triásico. Sin embargo, si ese proceso ocurriera los contenidos de Ca y/o de Mg deberían disminuir en igual magnitud que aumentan los de Na.

Para comprobar la posible ocurrencia de intercambio iónico se ha dibujado la Figura 5.9. En condiciones naturales, el origen principal de los iones mayoritarios es la disolución de carbonatos y sales evaporíticas y la contribución de sales a través del agua de recarga. Si no hubiese intercambio catiónico, el número de cargas de Ca y Mg debe ser igual al total de cargas de HCO_3 y SO_4 y lo mismo sucedería entre Na y K respecto de Cl. En la Figura 5.9A se observa que gran parte de las muestras de manantiales y sondeos tienen excesos notables de Ca+Mg y también de Na+K, lo cual no es consistente con lo esperable ni del proceso de intercambio ni de ningún otro proceso natural. Tampoco lo es con la inexistencia de intercambio, pues en ese caso las muestras deberían estar situadas en torno al cruce de los ejes.

Figura 5.8. Relación entre los contenidos de Cl y de Na en las aguas superficiales y subterráneas estudiadas.

Por otro lado, algunas muestras sí tienen exceso de Na+K respecto a Cl y déficit de Ca+Mg respecto a $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$, y otras presentan la situación opuesta. Pero en la mayoría de las muestras los excesos y déficit no están balanceados, pues si lo estuvieran deberían caer sobre la línea diagonal. Por tanto, hay que buscar otro motivo para explicar los balances de cargas que se observan. Dicha explicación la aporta la Figura 5.9B: la incertidumbre analítica de la mayoría de las muestras es aceptable dado el reducido valor de la CE en muchas de las aguas y la dificultad de medir con precisión contenidos pequeños, pero errores de balance iónico mayores al 2-3 % en aguas con valores de CE > 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ producen desequilibrios entre el número de cargas de cationes y de aniones comparables a los que se observan en la Figura 5.9A. Además, si bien la figura sugiere que los cationes -en general- han sido sobreestimados, hay que tener en cuenta que el mismo resultado produciría una subestimación de los aniones.

Por tanto, aunque los valores analíticos sean aceptables desde el punto de vista de la caracterización hidroquímica y de la información regional que ofrecen, en el análisis cuantitativo de los procesos hidrogeoquímicos hay que tener en cuenta que la incertidumbre analítica puede sugerir procesos inexistentes.

En el conjunto de las muestras estudiadas, el contenido de K presenta valores entre prácticamente 0 y 8 mg/L y su procedencia en las aguas que tienen un contenido mayor parece también relacionada con la influencia de materiales triásicos.

Los valores medios de SiO_2 , cercanos a 7 mg/L, son coherentes con flujos que circulan por medios carbonatados y temperaturas moderadas en el agua subterránea (Tabla 5.2) (Custodio y Llamas, 1983).

Figura 5.9. (A) Comparación de los desequilibrios entre las cargas de Ca+Mg frente a las de SO_4+HCO_3 y entre las cargas de Na+K frente a las de Cl en las aguas estudiadas. (B) Errores de balance iónico en los análisis (%) frente a los valores de CE ($\mu S/cm$).

La evolución de las aguas debida a los procesos relacionados con la disolución de materiales salinos del Triásico se puede observar en la Figura 5.10. En general, las aguas de recarga presentan contenidos de SO_4 mayores que los contenidos de Cl (ver Apartado 5.2.1). La evolución de las aguas en la relación iónica SO_4/Cl (en meq/L) frente al contenido de Cl dibuja una tendencia en la que la marca química dominada por el SO_4 (yesos) decrece hasta alcanzar valores que sugieren la presencia de halita en los sedimentos del Triásico al aumentar el contenido de Cl. Este desequilibrio se hace más notable en el manantial de Hajar (11) y en menor medida en los manantiales 12-14-15-123 que descargan en el límite sur de la MASb Alcadozo, así como en el sondeo 58. La ocurrencia del proceso de salinización del agua debe estar relacionado con la presencia de sedimentos evaporíticos con halita cerca del borde sur, tal y como evidencia la presencia de una antigua explotación de sal (ver Apartado 5.2.2) entre las localidades de Ayna y Liétor, cerca de los manantiales de Tubilla (14) y Alcadima (15).

Respecto a las aguas superficiales, estas presentan también de manera extensiva facies de tipo HCO_3-CaMg (11 muestras) seguida de la facies HCO_3-MgCa (2 muestras). Tan solo dos muestras, las del arroyo de Bogarra (106) y el embalse de Talave (124), tienen facies diferentes, HCO_3SO_4-CaMg y SO_4HCO_3-CaMg , respectivamente (Figura 5.6). En ambos casos, la influencia de sedimentos triásicos y miocenos (entorno al embalse) con presencia de yeso justifica la modificación respecto de la facies predominante.

Las concentraciones de los solutos más abundantes (HCO_3 , Ca, Mg y Na) en las aguas superficiales están dentro de los rangos observados en las aguas

subterráneas. Esta similitud sugiere, en principio, que hay una notable interacción río-acuífero, con transferencia de la marca química del agua subterránea al agua superficial. En el río Mundo, las muestras tomadas aguas abajo de la confluencia con el arroyo de Bogarra tienen rangos de concentraciones de SO_4 y Cl atribuibles a los aportes de dicho arroyo, cuyo cauce discurre sobre un afloramiento de Triásico.

El embalse de Talave integra, almacena y regula el agua aportada por toda la cuenca del río Mundo más los caudales procedentes del trasvase Tajo-Segura. En las muestras disponibles del embalse hay mucho más SO_4 que en las aguas del río Mundo (100 a 118) o del trasvase Tajo-Segura (125). En general, se observa una notable reducción de los contenidos de NO_3 y SiO_2 respecto a las aguas subterráneas que se puede atribuir al efecto de dilución.

Figura 5.10. Valores de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ ($r=\text{meq/L}$) frente a los contenidos de Cl (mg/L) en aguas subterráneas, aguas superficiales y aguas de lluvia recogidas en las estaciones de Liétor (L), Bogarra (B), Fontanar de las Viñas (FV) y Paterna del Madera (PM). Las muestras integradas de agua de lluvia corresponden a los 8 semestres (2011-2014) comprendidos en el periodo de estudio; se ha indicado el número de orden de semestre después de la letra que identifica la estación.

Las aguas superficiales estudiadas no presentan variaciones temporales significativas en su composición química. Se observa que, localmente, algunos manantiales (6 y 11) o sondeos (61 y 68) presentan cambios en su composición química (principalmente SO_4 y/o Cl) atribuibles a la temporalidad de la recarga. En el caso de los sondeos, otra probable hipótesis, deducida del trabajo de campo, sería el uso intensivo de las aguas subterráneas, es decir, el incremento del bombeo inducido por un aumento temporal (primavera-verano) de la demanda urbana (muestra 61) o agrícola (muestra 68), situación que podría movilizar aguas con mayor carga de solutos. En cualquier caso, a la hora de explicar esta variabilidad temporal hay que tener en cuenta que estas aguas presentan características químicas de fondo relacionadas con la litología

y el uso de fertilizantes, es decir, que se pueden solapar procesos naturales y antrópicos que dificultan la discriminación de unos y otros.

5.3.2. Información adicional que aporta el estudio de los diagramas de Piper y Schöeller-Berkaloff

La distribución de las muestras de agua superficial y subterránea en el diagrama de Piper apoya las hipótesis sobre las fuentes de solutos y los mecanismos de incorporación al agua descritos en la sección anterior. En la Figura 5.11 se observa, en primer lugar, que ambos grupos de aguas tienen composiciones químicas similares. En las aguas subterráneas hay un grupo mayoritario de muestras que presentan facies de tipo $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ o $\text{HCO}_3\text{-Ca Mg}$, coherentes con procesos de disolución de calizas y dolomías, respectivamente. Las aguas subterráneas que se desplazan hacia facies más sulfatadas fueron tomadas de sector E y borde S de la MASb Alcadozo, mientras que las cloruradas proceden de lugares muy localizados en el borde N de la MASb Pliegues Jurásicos. Ambos tipos de muestras responden a la influencia de las escamas de sedimentos triásicos que existen en esas zonas y a la diferente contribución relativa de yeso (sulfato y calcio) y halita (cloruro y sodio) al agua.

Esa misma evolución se puede advertir en las aguas superficiales. En este caso, las aguas del río Mundo tomadas posteriormente a la confluencia con el arroyo de Bogarra muestran un incremento de Cl y SO_4 (107, 108, 109 o 110) (ver Tabla A.4.3). Se puede observar la influencia de sus aportaciones, ya que el arroyo de Bogarra discurre en gran parte en contacto con el Triásico. La composición extremada de la muestra del embalse de Talave está relacionada con la presencia de yesos en el sustrato y borde del vaso de almacenamiento (García Mariana, 2001).

En resumen, la Figura 5.11 indica que la composición química de las aguas es de origen natural y está controlada, principalmente, por los carbonatos, los yesos y los materiales triásicos que son bastante solubles. Aunque hay descarga de agua subterránea al río y cierta similitud en la composición química de las aguas superficiales y subterráneas, la disolución de estos minerales por parte de la escorrentía superficial también podría justificar por sí mismo el origen del flujo base del río.

En los diagramas de Schöeller-Berkaloff (Figura 5.12) se muestra la composición química de las aguas de lluvia, superficiales y subterráneas tomadas para este estudio. En estas últimas, con independencia del dominio del ion HCO_3 en la mayoría de las muestras, los datos se han dibujado en dos figuras considerando dos grupos diferenciados por las abundancias relativas de SO_4 y Cl. Esto se debe a que, aunque las aguas son mayoritariamente de tipo $\text{HCO}_3\text{-CaMg}$, los incrementos de las concentraciones de SO_4 y Cl observados y atribuibles al contacto de las aguas sedimentos triásicos modifican la composición química de forma que en algunas muestras domina la marca química del yeso ($\text{SO}_4 > \text{Cl}$) y en otras domina la marca química de la halita ($\text{Cl} > \text{SO}_4$).

Como se ha discutido en el Apartado 5.2, en general, las aguas de lluvia y las superficiales tienen $\text{SO}_4 > \text{Cl}$. El origen del Cl y del SO_4 en las aguas de lluvia se ha discutido en dicha sección, y el origen de esas especies en las aguas

subterráneas también se ha discutido en los párrafos precedentes de esta misma sección.

Comparando los diagramas de los distintos tipos de aguas se pueden deducir algunas informaciones nuevas respecto a las deducidas de las figuras anteriores:

- Tanto la composición de las aguas de lluvia (Figura 5.12A), salvo la composición puntualmente diferente en la estación de Bogarra (B7 y B8; ver Tabla A.4.5), como la de las aguas superficiales (Figura 5.12B), varían un orden de magnitud, mientras que la de las aguas subterráneas varía tres órdenes de magnitud. Esto significa que, a pesar de la similitud de facies y mineralizaciones de las aguas subterráneas y superficiales, la composición de las primeras se debe a un abanico de fuentes y procesos más amplio que la de las segundas.
- Lo anterior también sugiere que, a pesar de que el río Mundo tiene origen subterráneo y recibe flujo de base de los acuíferos de la zona de estudio, la influencia de la escorrentía de la lluvia en su composición es notable.
- El amplio rango de mineralización de las aguas subterráneas indica que, además de existir contacto con minerales de distinta solubilidad, hay aguas con distinto tiempo de residencia en el terreno.

En la composición de las aguas subterráneas (figuras 5.12C y 5.12D) el sentido de la pendiente de la línea que une los contenidos de SO_4 y Cl ayuda a determinar dónde domina la disolución de yeso y dónde domina la de halita.

5.3.3. Relación entre hidroquímica y temperatura del agua

El uso de la temperatura (T) del agua subterránea como trazador de la red de flujo es muy útil para estimar cualitativamente el grado de evolución hidroquímica del agua, el tiempo de residencia del agua en el terreno o la existencia de diferentes sistemas de flujo (circulación local frente a circulación regional). En este sentido, se ha considerado oportuno estudiar la T del agua subterránea a escala regional, ya que contribuye a mejorar el conocimiento de la MASb y disminuir sus incertidumbres.

Custodio y Llamas (1983) indican que *“la distribución espacial de la temperatura en un acuífero es el resultado, en diferentes proporciones, del calentamiento solar y el calor generado en el interior de la tierra, modificado por las masas o flujos de agua. De este modo, el sol envía a la tierra un flujo calorífico que en promedio es de $1367,5 \text{ W/m}^2$, del que llega al terreno entre un 50 a un 80% de dicha cantidad de energía, dependiendo de la latitud de la zona, saturación hídrica del suelo, horas de insolación, vegetación (tipo y cantidad), grado de absorción del terreno y orientación del relieve”*.

Figura 5.11. Diagramas de Piper de las muestras de (A) agua subterránea y (B) agua superficial tomadas para este trabajo. Las flechas negras indican tendencias evolutivas causadas por los procesos principales que se mencionan.

Figura 5.12. Diagramas de Schöeller-Berkaloff mostrando la composición química de (A) las aguas de lluvia (las cuatro estaciones; 24 muestras), (B) las aguas superficiales (río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave; 17 muestras), (C) las aguas subterráneas con $\text{SO}_4 > \text{Cl}$ (70 muestras) y (D) las aguas subterráneas con $\text{SO}_4 < \text{Cl}$ (34 muestras) tomadas para este trabajo entre 2008 y 2014 (ver tablas A.4.1; A.4.2; A.4.3 y A.4.5).

Por otro lado, según el gradiente geotérmico medio en la corteza terrestre la T del terreno aumenta aproximadamente 1°C por cada 33 metros de aumento de la profundidad. Es decir, el gradiente medio es $0,03^\circ\text{C/m}$, con una variación observada entre $0,02$ y $0,05^\circ\text{C/m}$ (Custodio, 1997). En relación con el flujo de agua subterránea, Custodio et al. (1996) sostienen que en zonas altas de montaña, con una T del agua de recarga inferior a la que se registra en las zonas bajas (depresiones o valles), las variaciones térmicas del agua de recarga pueden conservarse en el agua subterránea si la circulación es rápida. En cambio, si el agua de recarga se infiltra en una gran extensión del terreno donde predomine el flujo difuso y el agua se mueva lentamente por la red de fisuras o fracturas, el agua subterránea alcanzará rápidamente el equilibrio térmico con el terreno debido a un mayor tiempo de residencia del agua en el acuífero (Bonacci, 1987). Por tanto, el comportamiento térmico de las aguas subterráneas será diferente en cuencas pequeñas y predominio del flujo local que en cuencas grandes con mayores aportes y flujo regional.

Según lo expuesto, la T del agua subterránea somera de un lugar dependerá de la T media ambiental, de la tasa de recarga y de la posible existencia de flujos subterráneos verticales ascendentes rápidos que, mezclados con las aguas de recarga de ese lugar, aumentarían la temperatura del agua respecto a lo esperable. En general, en los acuíferos no termales la diferencia entre la T del agua subterránea en las zonas de recarga, del agua almacenada y de las aguas de descarga, debe ser pequeña (Custodio y Llamas, 1983), aunque también dependerá del espesor de acuífero involucrado en el flujo activo.

En la Figura 5.13 se ha dibujado la relación entre la T del agua de los manantiales y su cota de descarga. Esta relación se ha comparado con la recta que representa el gradiente termométrico altitudinal local (GTA). Este GTA se ha obtenido a partir de la T atmosférica media registrada en las 4 estaciones

climatológicas utilizadas en el área de estudio durante el periodo 2011-2014 (Tabla 5.3 y Figura 2.1).

Tabla 5.3. Datos de altitud y temperatura atmosférica media en las estaciones meteorológicas utilizadas durante los periodos indicados.

Estación	Altitud (m s.n.m.)	Periodo	Temperatura atmosférica media (°C)
Paterna del Madera	1130	(1)	12,0
Riópar	920	(2)	13,0
Bogarra	820	(3)	15,5
Liétor	640	(2)	17,0

(1) Enero a diciembre de 2014

(2) Enero a diciembre de 2011, 2012, 2013 y julio a diciembre de 2014

(3) Enero a diciembre de 2011, 2012, 2013 y 2014

En la Figura 5.13 se observa lo siguiente:

- Hay un grupo de muestras con temperaturas algo inferiores a lo esperable considerando el GTA. Estas muestras están localizadas principalmente en la mitad oeste de la MASb Alcadozo, donde la tasa de recarga es mayor (ver más adelante Apartado 6.2.2.1).
- Un grupo de aguas muy numeroso presenta valores de temperatura entre algo y mucho mayores a lo esperado. Estas muestras fueron tomadas durante la época estival (ver Tabla A.4.1), lo que sugiere una influencia de la temperatura ambiente, por tanto hay que interpretarlas con precaución. De hecho, medidas de T tomadas en algunos de estos puntos en otras épocas (manantiales 6, 9, 50 o 52) sí son coherentes con el gradiente termométrico altitudinal, ya que las diferencias oscilan dentro del rango 1-2 °C.
- Teniendo en cuenta que la T media del agua subterránea en el área de estudio es de 15,2 °C (Tabla 5.2), la mayor anomalía térmica está en la muestra 123. Esta corresponde al manantial del balneario de la Fuensanta (en Ayna), cercano al cauce del río Mundo (Figura 2.1). Este balneario estuvo en funcionamiento hasta hace algunas décadas. El agua tiene una T de 24 °C, lo que significa que el manantial presenta termalismo. Esta T es consistente con otras medidas tomadas aleatoriamente durante el periodo de estudio y no mostradas en este trabajo. De acuerdo a su localización, el conocimiento de la estructura hidrogeológica (presencia de la falla del río Mundo en el borde de contacto entre las MASb de Pliegues Jurásicos y Alcadozo) sugiere que estas aguas pueden proceder de flujos verticales ascendentes con mayor tiempo de residencia e interacción en el acuífero. Las concentraciones más altas de Cl y Na respecto de las aguas de su entorno apoyan esta hipótesis.

Figura 5.13. Relación entre la temperatura del agua medida en los manantiales y su altitud en el punto de descarga. La recta representa el gradiente termométrico altitudinal local obtenido a partir de los datos de las estaciones climatológicas de la Tabla 5.2. Los números indican los manantiales comentados en el texto (ver identificación en la Tabla A.1.1).

La información obtenida se puede comparar con la generada por Moral et al. (2008) en los acuíferos carbonatados de la Sierra del Segura. Este dominio hidrogeológico limita al SO con la zona de estudio de esta tesis, y presenta características geológicas e hidrogeológicas similares (domina la presencia de materiales carbonatados del Jurásico). Sus conclusiones coinciden con algunas de las contribuciones de esta tesis en la identificación de los rasgos principales del flujo subterráneo, como son las siguientes:

- Se observa que la T del agua subterránea es menor en las áreas de recarga preferente a mayor altitud. En el sector centro-oriental de la MASb Alcadozo, donde la altitud es menor y el clima tiende a catalogarse como semiárido, la T del agua subterránea es mayor que en el sector occidental, más alto. Las diferencias son claras a pesar de que la recarga se produce principalmente en invierno en todas las zonas, cuando el agua de recarga está más fría (ver más adelante Apartado 6.2.2.1).
- Hay pocas diferencias entre la temperatura del agua subterránea y la temperatura ambiental en las estaciones climatológicas. En general, la T del agua subterránea es moderada. Esto sugiere el predominio del flujo difuso, ya que este tipo de flujo se caracteriza por un mayor tiempo de residencia del agua en el acuífero, lo que favorece el equilibrio térmico. Esta consideración es también consistente con la expuesta por Custodio y Llamas (1983).

En la Figura 5.14 se ha representado la relación entre la T del agua tomada en campo con respecto a la altitud de medición. Estudiar la relación entre ambas variables puede ayudar a caracterizar el tipo de flujo que predomina en el área de estudio. Considerando los aspectos antes comentados y la información que aportan las figuras 5.12 y 5.13, se puede deducir que, según el conjunto de las muestras, el flujo regional es el patrón principal que identifica el movimiento del agua subterránea en la MASb Alcadozo. No obstante, las muestras de los sondeos indican que dominan tanto flujos regionales como otros de menor escala espacial, y quizás incluso flujos verticales, pues para sondeos situados a una altitud similar (alrededor de 900 m s.n.m.) el rango de T oscila entre 7 y 24 °C.

Figura 5.14. Relación entre la temperatura del agua subterránea medida en campo (manantiales y sondeos) y la altitud del manantial (cota de surgencia) o sondeo (cota del nivel piezométrico). La flecha indica la tendencia principal de evolución, que está mejor definida para los manantiales.

La Figura 5.15 muestra la relación de las concentraciones de HCO_3 , Ca y Mg y los valores de la relación iónica Mg/Ca (molar) con la T del agua subterránea (medida en campo) (figuras A, B, C y D) y con la altitud (cota de surgencia o cota del nivel piezométrico) (figuras E, F, G y H). El objetivo es identificar posibles tendencias de evolución e interpretarlas en los términos que siguen. A pesar de las incertidumbres analíticas discutidas en el Apartado 5.3.1, se ha considerado que la consistencia de la composición de las aguas superficiales y subterráneas a lo largo del tiempo y del espacio (distribución espacial de las facies hidroquímicas) da validez a este tipo de análisis.

A pesar de la dispersión de los datos (debida a la incertidumbre analítica en una proporción que puede ser notable), los contenidos de HCO_3 de la mayoría de las muestras parecen aumentar al disminuir la T (Figura 5.15A) y conforme aumenta la altitud (Figura 5.15E). Esta propensión es más clara en las muestras de sondeos que en las de manantiales. Los contenidos de Ca no muestran ninguna tendencia de evolución clara con la T (Figura 5.15B), aunque la relación con la altitud (Figura 5.15F) permite ver, al menos para un grupo numeroso de muestras de sondeos, cierta tendencia a aumentar el Ca al

hacerlo también la altitud. El contenido de Mg aumenta claramente conforme aumenta T (Figura 5.15C) y disminuye la altitud (Figura 5.15G). Esta predisposición parece más clara en las aguas de los sondeos; para los manantiales la tendencia está poco definida, aunque un grupo de ellos también la muestra. En las figuras 5.15D y 5.15H se observan tendencias de evolución del cociente Mg/Ca relativamente claras que parecen marcadas por la mayoría de las muestras de sondeos y no por las de manantiales. Dichas tendencias están fundamentalmente controladas por los valores del Mg, que tienen menos dispersión que los de Ca.

Si se acepta que las tendencias son reales, entonces la orientación marcada por las flechas se podría interpretar como la evolución característica de líneas de flujo regionales o subregionales, mientras que las muestras que se alejan de la tendencia indicada por las flechas y presentan bajas temperaturas (cotas elevadas) se interpretarían como resultado de la descarga (manantiales) o circulación (sondeos) de flujos locales. El hecho de que los sondeos reflejen mejor que los manantiales la evolución característica del flujo regional es consistente con lo esperable, ya que los sondeos captan líneas de flujo de un volumen medio de acuífero mayor que los manantiales. No obstante, como se ha dicho en relación con la Figura 5.14, los datos de algunos sondeos reflejan también la existencia de flujos verticales. Esto último podría ser la causa del amplio rango de variación de los valores del cociente Mg/Ca a unos 900 m s.n.m. en la Figura 5.15D, que es consistente con lo deducido de la Figura 5.14 para esos mismos puntos.

En resumen, de lo expuesto en este apartado se deduce que las aguas subterráneas tienen una composición química bastante homogénea espacialmente y estable temporalmente. Los flujos regionales y subregionales de tipo difuso predominan frente a los flujos locales, pero muchos manantiales reciben flujos de menor escala espacial, consistentes con cuencas aportantes de dimensiones subregionales o menores. El sentido principal del flujo subterráneo de NO a SE es coherente con la evolución de los contenidos iónicos en la composición química de las aguas subterráneas y con la temperatura. Hay un mayor contenido de HCO_3 y Ca en las aguas recargadas a elevada altitud y con menor tiempo de residencia en el acuífero con respecto a los contenidos de los otros iones mayoritarios. Estas aguas evolucionan hacia el E incrementando regionalmente su contenido de Cl y de Mg. Por otro lado, las aguas de los manantiales localizados en la cuenca alta del río Mundo no experimentan cambios significativos. La composición química del río Mundo es coherente con la composición química del agua de escorrentía y el agua subterránea, aunque la entrada de agua desde el arroyo de Bogarra, que discurre sobre materiales triásicos, modifica localmente la composición química. Lo mismo ocurre al entrar el río Mundo en el embalse de Talave, también derivado de factores litológicos.

Por último, cabe indicar que en el Capítulo 7 se hace una discusión detallada de la composición y el origen de las muestras de agua tomadas en el túnel de Talave.

Figura 5.15. Relación entre la temperatura del agua tomada en campo y las concentraciones de HCO_3^- (A), Ca (B), Mg (C) y la relación Mg/Ca (molar) (D), y entre la altitud y las concentraciones de HCO_3^- (E), Ca (F), Mg (G) y la relación Mg/Ca (molar) (H) en los manantiales y sondeos muestreados en el área de estudio. Las flechas indican las tendencias de evolución observadas con mayor o menor claridad.

5.3.4. Información que aporta el Análisis de Componentes Principales

Para realizar el ACP se han seleccionado 84 muestras agua subterránea y 17 muestras de agua superficial. Se han usado 13 variables: los contenidos de iones mayoritarios, los parámetros CE, pH, T y la cota piezométrica (NP). El análisis ha generado 7 componentes principales (CP) que conjuntamente explican el 91,13 % de la varianza. No obstante, usando el criterio de que solo las CP con autovalores > 1 son significativas, en esta sección se analizan las 4 primeras CP, que conjuntamente explican el 73,94 % de la varianza (Tabla 5.4). Estos valores de corte cumplen los criterios estándar de simplificación necesarios para definir el número mínimo de CP que permiten analizar y explicar los principales procesos que controlan la composición química del agua (Kaiser, 1960; Helena et al., 2000; Güler et al., 2012).

Las contribuciones relativas de cada una de las 13 variables iniciales a las cuatro primeras CP se muestran en la Figura 5.16. Las variables con contribuciones $> 0,5$ permiten identificar los procesos más relevantes relacionados con el origen y la evolución de la composición química y la mineralización del agua, es decir, los que contribuyen significativamente a la hidroquímica regional.

La componente principal 1 (CP1) representa el 34,95 % de la varianza de los datos. Está asociada a valores positivos de CE, T y de la mayoría de los iones, pero singularmente de Cl, SO_4 y Na, y a valores negativos de pH y de NP (o CNP en las figuras). Estas variables físico-químicas identifican procesos que implican un incremento de la mineralización del agua. Como se ha visto en los

apartados 5.3.1 y 5.3.2, a escala regional la mineralización aumenta por incremento del tiempo de residencia del agua, mientras que a escala subregional y local lo hace por disolución de materiales del Triásico, cuya presencia está muy localizada. Por otro lado, la T y el NP evolucionan inversamente en la transición desde las áreas de recarga a las de descarga, es decir según aumenta la mineralización del agua en la dirección principal del flujo subterráneo.

Tabla 5.4. Valores significativos obtenidos para cada componente principal (CP): autovalor, % de varianza que explica y % de varianza acumulada.

CP	Autovalor	% Varianza	% Varianza acumulada
1	4,54	34,95	34,95
2	2,31	17,75	52,70
3	1,58	12,14	64,84
4	1,18	9,11	73,94
5	0,89	6,86	80,81
6	0,76	5,88	86,68
7	0,58	4,45	91,13

La componente principal 2 (CP2) explica el 17,75 % de la varianza y está asociada sobre todo a valores muy negativos de la contribución de HCO_3 , Ca, CE, Mg y NP. Se interpreta que esta componente representa principalmente procesos de disolución de calizas y calizas magnesianas. La contribución de la CE y el NP indica que se trata de aguas poco mineralizadas, que han tenido poco tiempo de interacción con los minerales del terreno y que además proceden de zonas con niveles piezométricos altos. Esto último se interpreta en el sentido de que las aguas proceden de áreas topográficamente elevadas.

La componente principal 3 (CP3) explica el 12,14 % de la varianza y consiste en una notable asociación (con valores negativos) de NO_3 y SiO_2 . Esta componente identifica procesos contaminantes de origen agrícola. La elevada contribución del NO_3 y el conocimiento del área de estudio indican que la contaminación se produce de manera localizada en sectores con actividad agrícola extensiva y, en general, en zonas donde hay formaciones sedimentarias con presencia de silicatos detríticos (conglomerados), lo que explica la asociación NO_3 - SiO_2 y también la mayor vulnerabilidad litológica. Este proceso de origen antropogénico no está directamente relacionado con los procesos indicados en CP1 y CP2 y, por tanto, no existe la superposición de procesos (Koh et al., 2009; Güller et al., 2012). Esta hipótesis es coherente con la baja correlación (r) existente ($p < 0,05$) entre NO_3 y algunos iones responsables del incremento en la mineralización del agua tales como el SO_4 ($r=0,15$), el Cl ($r=0,15$) y el Na ($r=0,21$).

Figura 5.16. Contribución relativa de cada variable inicial a la composición de los cuatro primeros componentes principales calculados con ANDAD (CVRM, 2000) para las muestras seleccionadas del área de estudio.

La componente principal 4 (CP4) explica el 9,11 % de la varianza y consiste en la asociación de Mg, pH, SO₄ y Ca, los tres primeros con valores positivos y el último con valores negativos. Dado que el Mg es la variable que más contribuye a esta componente, en principio se podría pensar que la CP4 estaría relacionada con aguas que circulan por materiales dolomíticos. Sin embargo, como se verá más adelante en esta misma sección, la distribución espacial de las aguas con mayor contribución de esta CP sugiere que la misma representa aguas en contacto con materiales triásicos, los cuales deben contener sulfatos magnésicos y también cálcicos. No obstante, no se puede descartar que esta CP tenga distinto origen en diferentes lugares de la zona de estudio.

La Figura 5.17 muestra la proyección de la contribución de cada variable inicial a las tres primeras CP sobre los planos formados por CP1 y CP2 y por CP1 y CP3.

En la Figura 5.18 se han proyectado los valores de las variables iniciales y las contribuciones de las componentes CP1 y CP2 a las muestras de agua subterránea y superficial. La CP1 discrimina las muestras de agua por su grado de mineralización y la CP2 las discrimina por el grado de disolución de carbonatos cálcicos y cálcico-magnésicos. Las aguas superficiales quedan proyectadas dentro del conjunto de las muestras de agua subterránea. Estas muestras de agua superficial proceden de distintos puntos del tramo del río Mundo estudiado (unos 40 km; ver Figura 5.19) y presentan un incremento de su mineralización en el sentido del flujo del río, tal y como se deduce al observar la evolución desde la muestra 100 (muestra más diluida, tomada cerca del nacimiento del río) hasta la muestra 117 (muestra más concentrada, próxima al embalse de Talave). La muestra 124 es del embalse y también es el agua superficial más concentrada de todas las estudiadas.

Figura 5.17. Proyección de las variables iniciales sobre el plano formado por las componentes principales 1 y 2 (izquierda) y el formado por las componentes 1 y 3 (derecha). Se indican los principales procesos explicados en el texto (flechas) y las variables relacionados con estos procesos (englobadas en línea discontinua).

Figura 5.18. Proyección de las variables iniciales y de las contribuciones de las componentes CP1 y CP2 a las muestras de agua subterránea y agua superficial sobre el plano formado por las dos primeras componentes principales.

Para apoyar la comprensión y explicación de la información que aporta el ACP se han realizado cuatro mapas con la distribución espacial de las cuatro CP más significativas. La Figura 5.19 muestra la distribución espacial de la CP1. Esta presenta valores negativos en la cuenca alta del río Mundo, donde se localizan aportaciones significativas de agua superficial al río (Arroyo de la Celada, Salado, De la Vega, Provencio y Vadillos) y están situados algunos de los principales manantiales que drenan los acuíferos que limitan con estos cauces, como son los acuíferos Helechar-Madera y Cabezallera (MASb Pliegues Jurásicos), acuífero Cujón (MASb Segura-Madera-Tus) y sector occidental de la MASb Alcadozo.

Figura 5.19. Distribución espacial de la contribución de la CP1 (aumento regional de la mineralización) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las masas de agua subterránea y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad por el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se han subrayado los nombres de MASb/acuíferos).

La evolución hacia valores positivos a partir de la cuenca media y baja del río Mundo y en el sector centro-oriental de la MASb Alcadozo está asociada, principalmente, a un incremento de la mineralización del agua debido al aumento del tiempo de tránsito del agua y al hecho de que hacia el E son más abundantes las escamas de materiales triásicos. También se observa un notable incremento de la salinidad del agua en el arroyo Bogarra (muestra 106) y en muestras situadas en el borde sur de la MASb Alcadozo como son las 51, 11, 14, 15 y 123 (manantiales); 60, 61, 58, 68 y 70 (sondeos) y 124 (embalse de Talave), así como en las muestras 83 y 87 (sondeos localizados en la cuenca del Júcar, MASb Arco de Alcaraz-Mancha Oriental). En estas muestras los valores de la CP1 están relacionados con:

- mayor abundancia de rocas evaporíticas aflorando o subaflorando en el contacto de las MASb Alcadozo y Pliegues Jurásicos con el río Mundo y en los afloramientos triásicos que encajan al arroyo de Bogarra;
- la profundidad y la litología atravesada en el primer grupo de sondeos (150-290 m) sugieren influencia de sedimentos más salinos (margas y arcillas del Lías medio y arcillas con yesos y/o halita del Triásico) y
- el embalse de Talave se sitúa sobre un pequeño acuífero (12 km²) del mismo nombre con el que existe relación hidráulica y que se encuentra

delimitado en profundidad por margas del Terciario y lateralmente por arcillas del Trías (MOP-DGOH-SGOP, 1988; García Mariana, 2001).

El valor obtenido para el punto 106 (arroyo de Bogarra) es muy relevante, ya que permite deducir el origen del incremento notable en los valores de la CP1 en las aguas del río Mundo abajo de la confluencia con este arroyo. Hay una importante aportación de agua superficial procedente del arroyo de Bogarra ($88163 \pm 18338 \text{ m}^3/\text{día}$ medido el 03/07/2013, según Ortega et al., 2015), que además tiene una concentración elevada de los solutos más abundantes en las rocas evaporíticas sobre las que discurre su cauce ($\text{Cl}=30,7\text{-}38,6 \text{ mg/L}$ y $\text{SO}_4=74\text{-}88 \text{ mg/L}$).

La distribución de la CP2 (Figura 5.20) discrimina grupos de agua en función de grado de disolución de carbonatos cálcicos y cálcico-magnésicos por interacción con las rocas carbonatadas dominantes en el área de estudio. Las aguas no están muy mineralizadas, lo que indica tiempos no muy largos de interacción con la roca. Los valores más positivos coinciden con el primer tramo del río Mundo, cerca de su origen. Esto es coherente con el tipo de acuífero que drena, la MASb Calar del Mundo, de tipo kárstico, cuya morfología y estructura facilitan una rápida infiltración y descarga (IGME-DGOH, 2001; Rodríguez Estrella, 1979). Otros puntos de descarga de este mismo acuífero, como las muestras 135, 138, 136 o 132 (acuífero Cujón), indican procesos similares. En este mismo sector occidental del área de estudio, concretamente en el borde noroccidental de la MASb Alcadozo y en el acuífero Gallinero-Mohedas (MAS Pliegues Jurásicos), los pequeños valores del contenido de Cl y de la T del agua también indican procesos típicos de áreas de recarga (Hornero et al., 2016).

En el sector nororiental de la MASb Alcadozo también hay valores positivos de la CP2. En esta zona el acuífero presenta una estructura hidrogeológica compleja con fuerte influencia tectónica, tal y como se deduce de la información hidrogeológica obtenida de la construcción del túnel de Talave (MOP-DGOH-SGOP, 1983; ver Apartado 7.4). En este sector, las muestras se han tomado en sondeos profundos localizados en el entorno del túnel (muestras 64, 69, 71, 74, 98), donde la formación permeable principal (Jurásico) está cubierta de materiales más modernos (Cretácico, Mioceno y/o Pliocuatnario). El detalle constructivo de algunos sondeos perforados durante la construcción del túnel confirma esta secuencia litológica (MOP-DGOH-SGOP, 1983). En general, la distribución espacial de los valores indica en qué zonas la composición química del agua se debe principalmente a disolución no muy intensa de carbonatos predominantemente cálcicos, ya sean jurásicos o posteriores. Es significativa la información que aporta la muestra 125, que corresponde al agua tomada a la salida del túnel de Talave y es una mezcla de todas las filtraciones de agua subterránea que hay en su interior. La contribución de la CP2 a esta muestra ($>0,4$) confirma la hipótesis de que las principales entradas de agua subterránea al túnel se producen entre el límite norte de la MASb Alcadozo y la rambla del Mullidar y la rambla de la Heruela, donde afloran materiales carbonatados del Jurásico y también del Terciario y Cretácico (ver más adelante Capítulo 7).

También son significativos los valores mayores a 0,8 de la CP2 en algunos tramos del río Mundo en torno a las muestras 100, 109 y 116. Estos valores

sugieren entradas al río de agua subterránea que ha interactuado poco con los materiales carbonatados del acuífero, lo cual produce dilución en el agua del río.

Los valores más negativos de la CP2 se han obtenido cerca del borde O y N del sector occidental de la MASb Alcadozo (muestras 30, 38 y 42), en el curso alto del arroyo de Las Cañadas (muestras 121 y 127), en algunos manantiales localizados en los acuíferos Helechar-Madera y Seca (MASb Pliegues Jurásicos) y el entorno de sus principales tributarios (muestras 141, 142 y 144) y en alguna descarga concentrada relacionada con flujos locales (muestra 9). Estos valores sugieren que la composición química de esas aguas y zonas está controlada principalmente por la disolución de carbonatos cálcicos.

Figura 5.20. Distribución espacial de la contribución de la CP2 (disolución débil de carbonatos cálcicos y cálcico-magnésicos) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las MASb y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad con el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se ha subrayado los nombres de MASb/acuíferos).

La distribución espacial de la CP3 (Figura 5.21) refleja la contaminación agrícola que, en algunos casos, está amplificada por desarrollarse sobre terrenos más vulnerables (depósitos detríticos del Cuaternario y Pliocuatnario). Las aguas con mayor contenido de NO_3 están situadas principalmente cerca del borde septentrional de la MASb Alcadozo, con especial incidencia en la zona de transición entre las demarcaciones hidrográficas del Júcar y el Segura. Los puntos característicos que muestran este tipo de contaminación son sondeos poco penetrantes y con el nivel del

2005). Esta hipótesis es contrastada más adelante con la información isotópica obtenida en algunas de las muestras de agua infiltradas en el túnel de Talave (Capítulo 7).

En la cuenca alta del río Mundo hay valores negativos de la CP3, indicando ausencia de contaminación. Tan solo muy localmente, como en el caso del manantial 148, se observa algún foco contaminante que podría estar vinculado a la frecuente presencia humana y de animales en ese punto (IGME-DGOH, 2001).

La distribución espacial de la CP4 (Figura 5.22) muestra las zonas con mayores concentraciones de Mg y SO₄ en las aguas. Como se ha dicho más arriba, a priori esta CP4 se podría interpretar como representativa de procesos de disolución de dolomías. Sin embargo, en la composición de la CP el HCO₃ no juega un papel relevante, y sí lo hacen el SO₄ y el Ca (ver Figura 5.16). Además, en las aguas que en la Figura 5.22 tienen valores de esta CP mayores a 0,8 hay una buena correlación entre los contenidos de SO₄, Mg y Ca (Figura 5.23). Los valores > 0,8 de CP4 en la parte oriental de la zona de estudio (sondeos 68 y 70) solo se pueden justificar por la presencia de evaporitas triásicas (en el Apartado 5.5 se verá que no hay aportación apreciable de SO₄ agrícola a esas aguas). En el centro de la zona de estudio, el sondeo 61 (junto al cauce del Arroyo de Bogarra) tiene una notable contribución de esta CP que se justifica por la presencia de una gran masa de materiales triásicos en esa zona. Sin embargo, en la parte alta de la cuenca del río Mundo la contribución relativa de Mg > 0,5 (manantiales 133 y 137) no se puede justificar por el contacto con Triásico, que no está presente en esa zona, y solo se puede explicar por la mineralogía de los acuíferos drenados (Calar del Mundo y Cujón), en los que las dolomías del Cretácico Superior dominan en la formación permeable principal.

En resumen, el ACP aplicado a una matriz de 101 muestras x 13 variables iniciales ha ayudado a confirmar cuáles son los principales procesos responsables de la composición química el agua superficial y subterránea y de la distribución regional de dicha composición.

5.3.5. Identificación de áreas de interacción agua subterránea-agua superficial en el río Mundo

Para identificar las áreas de interacción agua subterránea-agua superficial a lo largo del cauce del río Mundo se ha tenido en cuenta la información aportada por el ACP, los estudios previos realizados por MOP-DGOH-SGOP (1988), IGME-DGOH (2001), IGME-DGA (2016) y los trabajos de identificación y cuantificación de entradas de agua al río Mundo mediante ²²²Rn realizados por Ortega et al. (2015). La Figura 5.24 muestra la localización de las MASb, acuíferos, cauces, manantiales o sondeos comentados en el texto.

Para apoyar el análisis se ha estudiado la evolución de las tres primeras CP descritas en el apartado anterior a lo largo del tramo de cauce estudiado (Figura 5.25). Desde la primera muestra (nº 100, 2 km aguas abajo del nacimiento del río) hasta la muestra 124 (embalse de Talave) hay una distancia aproximada de 48 km. Los valores de caudal (Q) con su incertidumbre utilizados proceden de Ortega et al. (2015).

Figura 5.22. Distribución espacial de la contribución de la CP4 (aguas en contacto con sulfatos magnésicos y cálcicos del Triásico) a las aguas subterráneas y superficiales y situación de las muestras de agua subterránea y superficial seleccionadas para realizar el ACP. Se indican los cauces principales y las masas de agua subterránea y acuíferos localizados en el área de estudio (en ambos casos se ha diferenciado su entidad con el tamaño de letra, MASb/Acuífero y Río/Arroyo o rambla; además se han subrayado los nombres de MASb/acuíferos).

Figura 5.23. Comparación de los contenidos de SO_4 y Mg (izquierda) y de SO_4 y Ca (derecha) en las muestras superficiales y subterráneas estudiadas. Se han identificado las muestras que en la Figura 5.22 tienen los valores más altos de la CP4. Esas muestras son las que presentan una mayor vinculación entre los contenidos de SO_4 , Mg y Ca, lo que indica una fuente litológica común para los tres solutos en las mismas. Esa fuente debe estar en los materiales del Triásico.

En el primer tramo del río, entre las muestras 100 y 101 se observa un aumento de la contribución de la CP1 y una disminución de la contribución de la CP2 a la composición del agua del río. El incremento de Q en el tramo es de $99000 \pm 11951 \text{ m}^3/\text{día}$, y se atribuyen principalmente a la entrada de agua subterránea procedente tanto de la MASb Calar del Mundo (sector oriental) y como del acuífero Helechar Madera. También pueden existir aportaciones a través de algunos cauces (arroyos de la Vega, Salado y Celada). El agua de este tramo del río y las aguas subterráneas analizadas en este entorno son similares en su composición química. Son aguas poco mineralizadas. En general, este tramo corresponde a un sistema río-acuífero dominado por procesos de disolución de carbonatos con poca interacción agua-roca y con conexión hidráulica puntual (IGME-DGOH, 2001). La contribución de la CP3 indica que no hay procesos relevantes de contaminación por NO_3 .

El tramo situado entre las muestras 101 y 105 llega hasta las inmediaciones de la confluencia del arroyo de Bogarra con el río Mundo. La evolución de la contribución de las distintas CPs entre las estaciones 101-104 sugiere que no hay entrada significativa de agua subterránea, sin descartar la posibilidad de que haya salidas poco importantes por conexión difusa con el acuífero Cabezallera (IGME-DGA, 2016). La diferencia de caudales medidos entre ambos puntos de muestreo está dentro del margen de incertidumbre estimado: $Q_{101}=119216 \pm 9532 \text{ m}^3/\text{día}$ y $Q_{104}=116249 \pm 11160 \text{ m}^3/\text{día}$. En el tramo situado entre los puntos de muestreo 104 y 105 el caudal del río aumenta ($Q_{105}=131947 \pm 5277 \text{ m}^3/\text{día}$), pero la evolución de la contribución de las CPs no indica cambios sustanciales ni tampoco se observa evolución significativa de los parámetros hidroquímicos del agua del río. Esta característica indica el grado de relación, desde el punto de vista hidroquímico, entre el río Mundo y los acuíferos de su cuenca hidrogeológica. La marca química del agua subterránea correspondiente a estos acuíferos (por ejemplo, muestras 118, 130, 131 o 132; Figura 5.24) procede principalmente del agua de lluvia, con una pequeña contribución de origen litológico.

Los manantiales de los acuíferos Helechar-Madera, Cabezallera y Cujón (Figura 5.24) drenan a cotas entre 840 y 1090 m s.n.m. y sus caudales medios indican una aportación conjunta de agua subterránea aproximadamente de $5 \text{ hm}^3/\text{año}$. Este volumen de agua subterránea aportada al río Mundo está dentro del rango indicado en Ortega et al. (2015) e IGME-DGA (2016).

Entre las estaciones 105 y 107 destaca el marcado aumento de la contribución de la CP1, lo que sugiere interacción del río con aguas más mineralizadas. La estación 107 ya ha recibido una importante entrada de agua superficial procedente de la estación 106 (arroyo de Bogarra; $Q_{106}= 88163 \pm 18338 \text{ m}^3/\text{día}$). Estas aguas presentan una composición química marcada por la presencia de materiales del Triásico en el la cuenca del arroyo. El agua de la estación 106 transfiere la señal química al río Mundo a partir de su conexión. El sondeo 60, con el que el arroyo de Bogarra está relacionado hidráulicamente, tiene la misma marca litológica que el arroyo (Figura 5.24). Además, existe transferencia de agua subterránea desde el acuífero Gallinero-Mohedas (Figura 5.24) cuyos límites impermeables son las arcillas del Trías y las formaciones margosas del Lías Medio-Superior, al arroyo de Bogarra (MOP-DGOH-SGOP, 1988). La evolución de las otras dos CPs no es significativa. En este tramo es

complicado deducir a partir de las CPs si hay aportación de agua subterránea, ya que la influencia del arroyo de Bogarra se superpone a la que se podría deducir de la entrada de agua subterránea.

Figura 5.24. Localización de las MASb (en negrita y subrayado) y acuíferos (en rojo y subrayado; trama azul: acuíferos del Jurásico; trama verde: acuífero del Cretácico) en la cuenca del río Mundo. Se indica el cauce del río Mundo, los principales arroyos o ramblas y los manantiales o sondeos comentados en el texto (en azul claro).

Entre las estaciones 107 y 108 hay una derivación de agua del río Mundo para uso hidroeléctrico. Esta derivación transcurre a través de un canal hasta la estación de muestreo 115, situada 14 km aguas abajo. En la estación 108 el caudal aforado es un 4 % del caudal medido en la estación 107. En este pequeño tramo de 2,24 km, aforos diferenciales previos realizados por MOP-DGOH-SGOP (1988) indicaban que había una importante entrada de agua subterránea desde el acuífero Cabezallera que oscilaba entre 14,5 y 24,5 hm³/año. Esta aportación de agua subterránea no se ha podido confirmar debido a las inadecuadas condiciones del cauce para realizar los aforos (Ortega et al., 2015). De todas formas, la evolución en la contribución de la CP1 entre estas estaciones indica una ligera disminución de la mineralización del agua, sugiriendo una posible entrada de agua subterránea menos mineralizada.

Entre las estaciones 108 y 110 la evolución de las contribuciones de la CP1 y la CP2 muestra la entrada de agua más mineralizada. El conocimiento de la estructura hidrogeológica y la diferencia de caudales medidos ($Q_{108}=1128 \pm 26$ m³/día y $Q_{110}=15462 \pm 1205$ m³/día) indican condiciones favorables para la entrada difusa de agua subterránea desde el acuífero Seca (MASb Pliegues Jurásicos) y la MASb Alcadozo (Figura 5.24), sin descartar una aportación de agua superficial por la descarga aguas arriba de los manantiales 1 y 10 ($Q_{1+10}=10-25$ L/s). De hecho, las características químicas de las aguas de los

manantiales 123 y 46 (Tabla A.4.1), localizados entre ambas estaciones, margen derecha e izquierda respectivamente, se identifican con líneas de flujo profundas y con mayor tiempo de residencia en el acuífero. Estas aguas están más mineralizadas y contribuyen a mantener el flujo base del río en este tramo.

Figura 5.25. Evolución de la contribución de las componentes principales CP1, CP2 y CP3, caudales (julio de 2013) y concentraciones de los iones mayoritarios en las aguas muestreadas en las diferentes estaciones a lo largo del cauce del río Mundo.

En las inmediaciones de la localidad de Ayna, la evolución de las CP entre las estaciones 110, 112 y 114 (Figura 5.25) indican lo siguiente:

- Entrada de agua subterránea más mineralizada y con mayor tiempo de residencia procedente del acuífero Seca (MASb Pliegues Jurásicos) y MASb Alcadozo. En coherencia con la estructura hidrogeológica y el

esquema de flujo regional (ver Figura 4.3), un mayor tiempo de tránsito del agua habría facilitado la disolución de los sedimentos más salinos (con yeso y halita) así como de los carbonatos, incrementando la mineralización de estas aguas.

- (b) La composición química, la actividad de radón y el caudal de los manantiales 4, 44, 45, situados cerca de la estación 114 del río, confirman la interacción río-acuífero. El agua subterránea que se transfiere al río es la suma de la descarga concentrada de los manantiales indicados y la descarga difusa. La diferencia de caudal entre las estaciones 110 y 114 verifica que hay una importante entrada de agua subterránea ($Q_{110}=15462 \pm 1205 \text{ m}^3/\text{día}$ y $Q_{114}=35916 \pm 2729 \text{ m}^3/\text{día}$) (Ortega et al., 2015).
- (c) Es significativa la variación que experimenta la contribución de la CP3, relacionada con el incremento de NO_3 en el agua. Este incremento sugiere una entrada de agua de forma difusa al río procedente de retornos de riego. En las cuencas media y baja del río Mundo, entre las localidades de Ayna y Liétor, existen pequeñas superficies de cultivo ocupando parte de las márgenes del río. Estas prácticas agrícolas y el uso de fertilizantes han sido verificados a lo largo del periodo de estudio.

Entre las estaciones 114 y 116 la evolución es creciente para la CP2 y decreciente para la CP1. En la estación 116 el río ya ha recibido el retorno de las aguas derivadas anteriormente entre las estaciones 107 y 108. El caudal en esa estación está controlado automáticamente (SAIH de la CHS; <http://www.chsegura.es>). Las medidas de caudal obtenidas son temporalmente consistentes ($Q_{116}=296266 \text{ m}^3/\text{día}$, el 03/05/2012, y $318309 \text{ m}^3/\text{día}$ el 02/07/2013). Aunque no ha sido posible medir y obtener un valor de caudal propio, la diferencia entre los valores de Q_{116} y $Q_{107}+Q_{114}$ (Figura 5.23) indica que debe haber una aportación de agua subterránea no cuantificada antes de la estación 116. Tan solo se puede confirmar que hay entrada de agua subterránea procedente de los manantiales 4, 11, 14, 15 y 49. Por otro lado, la distribución espacial de los coeficientes de la CP1 y la CP2 (figuras 5.19 y 5.20) sugieren la posibilidad de que haya interacción entre el río y la MASb Alcadozo y/o el acuífero Mingogil-Villarones (MASb Pliegues Jurásicos) (Figura 5.24). El hecho de que en este tramo los valores de las CPs respondan a la mezcla del agua procedente del retorno de la derivación más la posible entrada de agua subterránea hace difícil su interpretación. De existir descarga de agua subterránea difusa, la evolución de las CPs indicaría: (1) que los aportes de agua subterránea han modificado poco la mineralización del agua del río y (2) que el agua subterránea ha debido interaccionar poco con los materiales carbonatados de las MASb. En general, se observa una dilución en la mineralización del agua del río que se comenta también en el estudio de Ortega et al. (2015).

Entre las estaciones 116 y 124 hay un notable aumento del coeficiente de la CP1 y un moderado descenso de los de la CP2 y la CP3. La marca química del agua se debe principalmente a la relación del embalse con los materiales de edad Miocena, sobre los cuales está el embalse y también el acuífero Talave, y que aportan una notable carga de solutos (principalmente SO_4). El embalse se encuentra clasificado como humedal de descarga que recibe aportes de agua

subterránea a través del sustrato de fondo (García Mariana, 2001; IGME-DGOH, 2001). El embalse de Talave regula las aguas del río Mundo y las procedentes del trasvase Tajo-Segura antes de su almacenamiento aguas abajo en el embalse del Cenajo. La deficiente calidad química del agua embalsada unida a la necesidad de mejorar la capacidad de regulación de los recursos de la cuenca ha motivado la construcción reciente del túnel Talave-Cenajo.

5.4. Contribución de los isótopos estables (^{18}O y ^2H) y el tritio (^3H) al conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de la MASb Alcadozo

Los valores isotópicos en agua de lluvia (periodo años 2011-2014) obtenidos en las estaciones de Liétor, Bogarra y Fontanar de las Viñas son coherentes, en general, con la línea meteórica media mundial (LMM), cuya ecuación es $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961) (Figura 5.26). Asimismo, estos valores son coherentes con los valores isotópicos de lluvias de estaciones más o menos cercanas a la zona de estudio tomados de la red REVIP-AEMET-CEDEX (http://www.cedex.es/CEDEX/LANG_CASTELLANO/ORGANISMO/CENTYLAB/CETA/LINEAS/datos.htm) y con otros tomados de la base global de datos isotópicos en precipitación (GNIP) de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) (http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS_resources_gnip.html): Barcelona (periodo 1985-1992), Ciudad Real (periodo 2000-2010), Madrid (periodo 1986-1990/1997-2010) y Murcia (2000-2010). Los valores isotópicos medios anuales de estas estaciones están ponderados por la cantidad de lluvia.

Los valores del exceso de deuterio (d) más frecuentes, en el entorno de +10 ‰ (Tabla A.5.3), indicarían que las precipitaciones más abundantes son de origen atlántico (Plata, 1994; Araguás-Araguás y Díaz-Teijeiro, 2005). Sin embargo, algunas muestras semestrales de lluvia recolectadas para esta tesis tienen valores de “d” entre +12 y +13,2 ‰. La observación detallada de la Figura 5.26C permite ver que un número notable de muestras de lluvia están evaporadas en distinto grado y que su composición original tenía un valor de “d” algo mayor a +10. Por tanto, aunque parece que la recarga procede principalmente de lluvias de origen atlántico, no se puede descartar que algunos frentes nubosos de origen mediterráneo contribuyan a la misma, ya que las muestras semestrales parecen tener valores originales (no enriquecidos por evaporación) de exceso de deuterio con un origen mediterráneo.

Las aguas subterráneas medidas tienen rangos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ amplios: entre -6,60 y -8,47 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -45,8 y -56,14 ‰ para el $\delta^2\text{H}$. Según los datos de las estaciones REVIP-AEMET-CEDEX de España, estos rangos de valores indican un predominio de lluvias de procedencia atlántica. No obstante, en la Figura 5.26A se observa que hay aguas subterráneas con valores de “d” entre +12 y +15 ‰ y que la mayoría de ellas corresponden a manantiales. Esto es consistente con la hipótesis de que algunos frentes nubosos de origen mediterráneo generan recarga.

Figura 5.26. (A) Relación entre los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea (sondeos y manantiales) y la lluvia de estaciones situadas en la MASb Alcadozo y en estaciones seleccionadas de la red GNIP-IAEA y REVIP-CEDEX (Barcelona, Madrid, Ciudad Real y Murcia). Todos los valores están ponderados por la cantidad de lluvia. (B) Situación de las estaciones GNIP-IAEA y REVI-CEDXEP usadas como referencia para el área de estudio. (C) Relación entre los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua de lluvia en las estaciones medidas en la MASb Alcadozo. LMM: línea meteórica media mundial.

Por otro lado, se observa que hay bastantes muestras que se sitúan por debajo de la línea meteórica media mundial y que están alineadas sobre rectas con pendiente típica de evaporación en el terreno ($m \approx 4,7$). Las aguas subterráneas no evaporadas tienen un rango de valores menor pero también amplio, entre $-7,3$ y $-8,5$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -48 y -56 ‰ para el $\delta^2\text{H}$. Estos rangos amplios indican que la recarga se produce a distintas altitudes. Por ello, se ha intentado calcular el gradiente isotópico altitudinal para averiguar la altitud/zona de recarga de las aguas muestreadas en manantiales, sondeos e interior del túnel de Talave. La información obtenida sobre estas últimas muestras se discute en el Capítulo 7.

Antes de disponer de suficientes datos isotópicos de las estaciones de muestreo de lluvia en la zona como para deducir el gradiente isotópico altitudinal, se dedujo un gradiente tentativo a partir de unas pocas muestras de manantiales con pequeña cuenca aportante y de pozos excavados muy someros (muestras no evaporadas). El gradiente isotópico estimado de esta forma para el $\delta^{18}\text{O}$ es aproximadamente de $-0,45 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Figura 5.27). Este valor es consistente con los encontrados en la literatura ($-0,15$ a $-0,5 \text{ ‰}/100 \text{ m}$, según Clark y Fritz, 1997) y también con el gradiente altitudinal del $\delta^{18}\text{O}$ estimado para el conjunto de las estaciones de la red REVIP-CEDEX de España, que es $-0,35 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Díaz-Teijeiro et al., 2009). En diferentes estudios realizados en macizos carbonatados de la Cordillera Bética se han estimado gradientes isotópicos de $-0,19 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Vallejos et al., 2015), $-0,26 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Cardenal et al., 1994), $-0,28 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Cardoso y Custodio, 2010), $0,29 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Liñan, 2005), $-0,30 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Cruz-Sanjulián et al., 1992; García-López, 1996), $-0,31 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Andreo et al., 2004). En general, estos valores son inferiores al estimado en el área de estudio.

Una vez terminado el muestro de lluvia en las cuatro estaciones dispuestas, se procedió a calcular los valores isotópicos anuales de las mismas para contrastar el valor inicialmente deducido de la recta altitudinal. Sin embargo, sorprendentemente las lluvias medias anuales de las tres estaciones con datos de cuatro años (2011 a 2013), así como la muestra semestral de 2014 disponible de la estación de Paterna del Madera, tienen valores isotópicos casi idénticos. Dado que las estaciones de muestreo de lluvia cubren un rango de cotas de unos 650 m, se esperaba observar claramente en la lluvia el gradiente isotópico que tanto las muestras de manantial como las muestras de sondeos sugieren (Figura 5.27). Por el momento se desconoce el motivo de este hecho, pero una hipótesis probable es que, al menos durante la época de estudio, las lluvias más abundantes caídas en la zona hayan sido de tipo convectivo y no frontales ni orográficas. Según Mook (2002), las lluvias convectivas generan composiciones muy variables en distancias pequeñas y lapsos de tiempo cortos, pero las composiciones anuales medias son muy parecidas. El hecho de que el gradiente isotópico altitudinal estimado ($-0,45 \text{ ‰}/100 \text{ m}$) sea mayor que los aportados anteriormente, sugiere que la marca isotópica en los manantiales y sondeos someros considerados para el trazado de la recta altitudinal también tenga cierta influencia de lluvias convectivas. En este contexto, se recomienda muestrear el agua de lluvia durante un periodo más largo y medir los contenidos isotópicos en las muestras mensualmente y no agregadas. De hecho, en Hornero (2010) aunque tan solo se aportan datos correspondientes al mes de noviembre de 2008, los valores medidos en las 4 estaciones muestran aproximadamente un “d” entre $+15$ y $+19 \text{ ‰}$. En cualquier caso, este aspecto no se ha investigado en el marco de la tesis y queda pendiente para el futuro.

Puesto que el objetivo era identificar zonas/altitudes de recarga y las muestras de agua subterránea sí muestran el efecto de un gradiente altitudinal, para este objetivo se optó por utilizar la recta isotópica altitudinal deducida inicialmente. En la Figura 5.26 se observa que por debajo de la LMM hay bastantes muestras enriquecidas isotópicamente por evaporación, y por tanto con valores mayores de los originales. En la Figura 5.27 se han diferenciado las muestras que corresponden a aguas evaporadas, cuyas cotas de recarga deducidas

serían aparentes (menores de las reales), y las muestras no evaporadas, cuyas cotas son más confiables. El rango de cotas de recarga más confiable se produce entre unos 1200 y 1500 m s.n.m. ($\delta^{18}\text{O} = -7,3$ a $-8,6$ ‰ SMOW) y el menos confiable entre las cotas 1080 y casi 1200 m s.n.m. ($\delta^{18}\text{O} = -6,8$ a $-7,3$ ‰ SMOW).

Figura 5.27. Relación entre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud en las muestras de agua subterránea y de agua de lluvia estudiadas en el área de estudio. Se indica el valor de la recta isotópica altitudinal deducida a partir de muestras de manantiales y sondeos excavados, que es la usada para el estudio de las zonas de recarga más probables, y la deducida a partir de las lluvias medias anuales ponderadas, que no representa la distribución de valores medidos en las aguas subterráneas. También se indican los rangos de altitud de recarga más y menos confiables en función del descarte de muestras evaporadas.

El contenido de ^3H de las muestras analizadas (10 manantiales, 11 sondeos y el agua en la salida del túnel de Talave) se encuentra entre $0,60 \text{ UT} \pm 0,50 \text{ UT}$ y $5,40 \text{ UT} \pm 0,60 \text{ UT}$ (tablas A.5.1 y A.5.2). Todos los valores son distintos de cero, lo que significa que todas tienen contribución de aguas recargadas después del inicio de las pruebas termonucleares en el año 1952.

En la Figura 5.28 se muestran los valores de ^3H en la lluvia anual de tres estaciones seleccionadas de la red REVIP-AEMET-CEDEX entre los años 2000 y 2016. Los datos de Ciudad Real y Madrid se han seleccionado por su cercanía y/o similitud de frentes nubosos a la zona de estudio (según el trabajo de Díaz-Teijeiro et al., 2009). Los datos de la estación de Murcia se muestran como referencia por su relativa cercanía a la zona de estudio, aunque en principio estos valores no son extrapolables a la misma. Esto se debe a que, según Díaz-Teijeiro et al. (2009), existe un gradiente positivo de tritio en la lluvia de la Península Ibérica de O a E (Figura 5.29) que atribuyen a la combinación de dos factores: el sentido de la circulación preferente de los frentes que producen precipitación en la Península y la recirculación de tritio por evaporación en el continente.

En general, y salvo casos puntuales, las tres estaciones muestran variaciones interanuales pequeñas, con valores comprendidos en general entre 3 y 6,5 UT. Estos valores son muy cercanos a los considerados como representativos de la producción natural (valores anteriores al inicio de las pruebas termonucleares), en torno a 4-5 UT en el hemisferio N (Mook, 2002). No obstante, todas las series presentan aún tendencias decrecientes, lo que significa que quizás los valores de la producción natural sean algo menores a lo previsto.

Los valores de ^3H en las muestras de agua subterránea del área de estudio forman dos grupos, uno con actividades de tritio $> 3\text{UT}$ y el otro con actividades $< 3\text{UT}$, grosso modo. Las aguas con actividades $> 3\text{UT}$ quedan dentro del rango característico de la lluvia en las estaciones de Ciudad Real y Madrid, y algunas muestras incluso son consistentes con lluvias recientes en la costa (Murcia). Esto significa que son aguas con tiempos de tránsito cortos, posiblemente del orden de un periodo de semidesintegración del tritio (12,3 años) o menos. Las aguas con actividades $< 3\text{UT}$, algunas de ellas con 0,5 UT, tienen tiempos de residencia mayores.

Figura 5.28. Contenido ponderado anual de ^3H en agua de lluvia correspondiente a las estaciones de Madrid, Ciudad Real y Murcia para el periodo 2000-2016 (datos de la red REVIP-AEMET-CEDEX) y contenido de ^3H en las muestras de agua subterránea muestreadas en 2008 y 2012.

Para cuantificar tiempos de tránsito habría que disponer de un modelo conceptual del tipo de flujo (pistón, mezcla total o una situación intermedia) y también de datos de tritio en la lluvia de las estaciones más representativas (Ciudad Real y Madrid) durante los últimos 50 años al menos, o mejor desde antes del año 1952. Esto no se ha podido realizar por el momento.

No obstante, comparando los contenidos de tritio con los de Cl se puede obtener información cualitativa sobre ambos aspectos. Las aguas con menos tritio (grupo A en las figuras 5.30 y 5.31), en algunos casos con contenidos cercanos a cero (57, 87 o 68), tienen un amplio rango de contenidos de Cl,

pues entre ellas están las aguas más mineralizadas encontradas y también aguas de mineralización media (entre unos 20 y unos 60 mg/L). Podrían ser resultado tanto de líneas de flujo de varias décadas de permanencia como de mezclas de aguas más antiguas con otras relativamente recientes. Las aguas con contenidos de tritio más altos (grupo B en las figuras 5.30 y 5.31) y contenidos de Cl más bajos son coherentes con recarga a partir de lluvias contemporáneas y tiempos de tránsito cortos (manantiales 3, 4, 5, 6 y 10).

Figura 5.29. Valores medios de tritio en la precipitación de las estaciones de la red REVIP-CEDEX-AEMET en el periodo 2000-2006. Tomada de Díaz-Teijeiro et al. (2009).

Parece existir una relación inversa entre el contenido de ^3H y la concentración en Cl, pero no se puede descartar que algunas (o bastantes) aguas sean mezcla de líneas de flujo de distinto tiempo de permanencia y con mayor contribución de aguas o más antiguas o más recientes. Una evidencia de la existencia de mezclas es que el valor de $1,14 \text{ UT} \pm 0,31 \text{ UT}$ corresponde al manantial de Liétor (12), el cual está bien regulado por una cuenca aportante de dimensión subregional (Hornero, 2010).

Por otro lado, los valores mostrados en la Figura 5.30 sugieren que las muestras analizadas corresponden a dos partes diferentes de la red de flujo, una con flujos más rápidos y cortos, otra con flujos de mayor extensión espacial y tiempo de residencia. Es posible que las primeras circulen por fracturas principales y las segundas lo hagan por fracturas de menor entidad. Tanto en un grupo como en el otro es factible que existan mezclas de líneas de flujo de distinto tiempo de permanencia. La variabilidad espacial encontrada en las aguas sugiere que la permeabilidad y la disposición de la estructura del acuífero juegan un papel relevante en la circulación del flujo subterráneo. Los

valores más bajos se observan en la mitad oriental de la MASb, donde la estructura geológica está más hundida y los materiales del Dogger a veces cabalgan sobre materiales más modernos del Cretácico y/o el Terciario. En la Figura 5.31 se observa que las muestras tomadas a mayor altitud tienen más ^3H (agua de lluvia más actuales) y las muestras obtenidas a menor altitud tienen menos ^3H (lluvias casi actuales o bien mezcla). Asimismo las aguas correspondientes a los sondeos más profundos tienen menos ^3H , salvo los sondeos 92 y 56 que no se ajustan a esta tendencia, lo cual sugiere que tengan menos profundidad de lo indicado, que los filtros y la succión de la bomba estén localizados cerca de la superficie, o bien que haya mezclas de agua debido a flujos descendentes.

Figura 5.30. Relación entre el contenido de Cl y tritio (^3H) en las muestras de agua subterránea estudiadas. En el mapa adjunto se indican, según el grupo asignado en el texto (A o B), la localización de las muestras de agua subterránea en el área de estudio.

Figura 5.31. Relación entre la altitud y el contenido de tritio (^3H) (izqda.) y entre la profundidad de la perforación (sondeos) y el contenido de tritio (^3H) (dcha.) en las muestras de agua subterránea estudiadas. Se indica el grupo (A o B) asignado en el texto.

5.5. Contribución de los isótopos de estroncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ al conocimiento de procesos naturales y antrópicos

En los sistemas hídricos naturales la primera fuente de Sr para las aguas superficiales y subterráneas es la precipitación, que aporta cantidades muy pequeñas. Si el Sr de aporte atmosférico es de origen marino, tendrá valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70840 y 0,70900 (Bohlke and Horan, 2000; Negrel y Petelet-Giraud, 2005). Una vez en el terreno, normalmente la concentración de Sr en el agua se ve incrementada por el Sr procedente de disolución mineral y/o de intercambio catiónico en el suelo y en el acuífero. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variará dependiendo de la composición y solubilidad de los minerales, además de otros factores hidrogeológicos (Bohlke y Horan, 2000). La marca química e isotópica del Sr disuelto en el agua subterránea de un lugar se puede correlacionar con las litologías existentes en la matriz litológica del acuífero. Si el acuífero descarga a masas de agua superficial, dichas marcas se transfieren a los ríos, arroyos y humedales. Los contenidos de Sr y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pueden ser alterados significativamente a escala generalmente local o subregional por procesos antrópicos, sobre todo por el uso de fertilizantes en áreas donde la actividad agrícola es intensiva. En estas áreas las formaciones litológicas son más vulnerables y/o el nivel freático es más somero.

En la zona de estudio, debido a la abundancia y notable solubilidad de rocas carbonatadas del Jurásico (presentes en todas las MASb estudiadas) y Cretácico (MASb Calar del Mundo) y de formaciones evaporíticas del Triásico (basamento impermeable regional de las formaciones permeables dominantes), cabe esperar que las marcas química e isotópica del Sr en las aguas subterráneas y superficiales correspondan principalmente a las de esas formaciones litológicas. Asimismo, la existencia de actividad agrícola y la constatada contaminación por NO_3 de aguas procedentes del sector oriental de la zona de estudio permiten prever modificaciones de la marca litológica del estroncio en las aguas de esa zona.

Los contenidos de Sr medidos en el agua subterránea oscilan entre 0,025 mg/L y 2,225 mg/L y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están entre $0,707601 \pm 0,0008$ y $0,708948 \pm 0,0007$. Respecto a las aguas superficiales, una muestra puntual del curso alto del río Mundo tiene 0,070 mg/L de Sr y $0,708155 \pm 0,0008$ de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y la muestra de agua del embalse de Talave tiene 1,829 mg/L de Sr y $0,707785 \pm 0,0006$ de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los valores medidos permiten agrupar las muestras en tres conjuntos bien diferenciados cuya composición se puede atribuir, a priori, a fuentes y procesos bien definidos que coinciden con los previstos de antemano. No obstante, las flechas dibujadas indican tendencias evolutivas atribuibles a mezclas de distintas fuentes. De la Figura 5.32 se deducen las siguientes fuentes para el Sr disuelto en las aguas:

- Las muestras correspondientes al grupo mayoritario (grupo 1) están distribuidas espacialmente por toda la zona de estudio (ver Figura 2.1) y los contenidos de Sr y valores de la relación Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están dentro del rango atribuible a la contribución de las formaciones carbonatadas del Jurásico según la literatura consultada (ver citas en la Figura 5.32A). Particularmente las muestras 100 y 118, correspondientes a la MASb Calar

del Mundo (acuífero kárstico del Cretácico Superior), tienen los contenidos más bajos de Sr medidos y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son algo más altos que los mostrados en la curva patrón de esta relación isotópica para sedimentos del Cretácico Superior (McArthur y Howarth, 2005; Burke et al. 1982). En cambio, esos valores isotópicos sí están cerca de los asignados a materiales de edad Cretácica según Koepnick et al. (1985) y quedan también dentro del rango de valores que aportan Negrel y Petelet-Giraud (2005) para lluvias de origen atlántico muestreadas en el SE de Francia. Ya se ha comentado que las lluvias en la zona de estudio son principalmente de procedencia atlántica (Hornero et al., 2016). Estas dos aguas están poco mineralizadas y corresponden a flujos con poco tiempo de tránsito (IGME-DGOH, 2001). Por tanto, aunque el valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las aguas del grupo (1) es la esperable de la disolución de carbonatos (calizas y dolomías), los contenidos de Sr en las mismas podrían estar controlados por el corto tiempo de tránsito de las diferentes líneas de flujo, aunque también podría estarlo por la composición mineral de las distintas rocas carbonatadas y sus contenidos de Sr. Sobre este último aspecto no se tiene información. En la Figura 5.32A se ha proyectado un valor singular de referencia medido en las calizas y dolomías del Jurásico de la MASb Úbeda, no muy lejos de la MASb Alcazota y de similar litología. El dato se ha tomado de la web del proyecto REDESAC (<http://www.redesac.upc.es>).

- Los valores de las muestras del grupo (2) (6, 9, 51, 61 y 87) sugieren que el uso de fertilizantes nitrogenados ha modificado el valor de la relación isotópica del Sr en las mismas. Los contenidos de NO_3 mayores a 10 mg/L también reflejan la influencia de los fertilizantes en esas aguas (Figura 5.32C). El valor de 10 mg/L se ha tomado considerando los criterios establecidos para definir la calidad natural del agua subterránea en el marco del proyecto Baseline (Edmunds y Shand, 2008). Este valor coincide con el percentil 50 o mediana estimada para la concentración de NO_3 en la zona de estudio ($n=143$; Tabla 5.1). Por tanto, este valor permite discriminar las aguas que están afectadas por actividades antropogénicas.

Estas muestras están espacialmente distribuidas en el área de estudio, pero en todos los casos están vinculadas localmente con áreas de influencia agrícola. Además hay otras características que favorecen el impacto de los fertilizantes en estas aguas, tales como: (a) proceder de zonas con mayor vulnerabilidad litológica (Cuaternario/Terciario) (ver Fig. 3.16) y (b) donde el nivel freático es somero (sondeos 87 y 61), si se compara con las condiciones regionales. Las diferencias en los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en este grupo de aguas se pueden explicar considerando que el contenido isotópico del agua dependerá del tipo, fuente y cantidad de fertilizante añadido (Vitoria et al., 2004). En los fertilizantes de tipo NPK el Sr es un nutriente secundario cuyo origen puede estar asociado a los sulfatos, fosfatos, carbonatos o potasas utilizados para la fabricación del fertilizante (Otero et al., 2005).

- El tercer grupo de muestras de la Figura 5.32 (grupo 3) está formado por tres aguas que presentan los mayores contenidos de Sr y los menores valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos. Las muestras de agua subterránea 68 y 70 están localizadas en el sector oriental del área de estudio y la muestra 124 es agua superficial del embalse de Talave. Las dos primeras

tienen la marca litológica de las evaporitas del Triásico, como refleja su contenido de SO_4 (Figura 5.32B). El contenido de tritio de la muestra 68 ($0,7 \pm 0,4$ UT; Figura 5.33A) indica un relativamente mayor tiempo de interacción agua-roca, y los contenidos de NO_3 de ambas (32 mg/L la 68; 29 mg/L la 70; Figura 5.33B) indican que tienen contribución de excedentes de riego. Pero aunque estas muestras proceden de áreas con fuerte actividad agrícola, los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflejan la marca de la litología triásica, no la de los fertilizantes. Esto posiblemente se deba a las proporciones de agua de una y otra fuente en la mezcla. La muestra del embalse de Talave (124) corresponde a aguas con distinto origen litológico y procedencia subterránea y superficial. Esta mezcla de aguas complicaría su interpretación, sin embargo, la marca isotópica del Sr parece estar claramente controlada por los sedimentos terciarios que están en contacto con el sustrato del embalse.

Otra de las aportaciones del Sr al conocimiento del funcionamiento del acuífero está basada en el hecho de que los procesos de disolución de carbonatos contribuyen especialmente a las concentraciones de Ca, Mg y Sr en las aguas. Esto justifica el uso de las relaciones Mg/Sr y Ca/Sr para estudiar y explicar la evolución de la composición química del agua a escala regional (Négrel et al., 1993; Négrel y Petelet-Giraud, 2005). Las calizas y las dolomías tienen distintos contenidos de Sr y distintas solubilidades, lo que justifica que las aguas en contacto con unas y otras rocas tengan también distintos contenidos de Sr. Además, se sabe que incluso aguas saturadas en calcita y dolomita pueden incorporar Sr en solución por intercambio catiónico con Ca y Mg (Hershey et al. 2010). Aunque no se tienen análisis geoquímicos de las calizas y dolomías de la zona de estudio, se sugiere estudiar estas relaciones con el fin de extraer algo más de información de los datos de Sr acerca de la red de flujo.

Por último, complementariamente al Análisis de Componentes Principales realizado a escala regional en el Apartado 5.3.4, se ha realizado el mismo tipo de análisis con el grupo de 27 muestras que tienen valores de Sr y de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Aunque el número de muestras es pequeño como para que el resultado tenga validez estadística, el objetivo ha sido comprobar si el modelo conceptual propuesto más arriba para explicar el origen del Sr en el agua es consistente con el modelo hidrogeoquímico regional. Las variables iniciales son: contenidos de iones mayoritarios, parámetros físico-químicos, concentraciones de Sr y valores de la relación isotópica del Sr.

Este ACP ha permitido deducir que los dos primeros CP (Figura 5.34) explican los mismos procesos identificados en el ACP regional. La CP1 explica el aumento de la mineralización de las aguas por distintos procesos, principalmente el tiempo de residencia acompañado de la interacción con sedimentos del Triásico, con una contribución positiva de casi todas las variables en proporciones similares. La CP2 explica la composición de las aguas en contacto con calcita (CO_3Ca). La suma de las dos primeras componentes (CP1+CP2) explica el 58,3 % de la variabilidad hidroquímica. La CP3 refleja el origen de la composición de las aguas en contacto con sedimentos triásicos donde domina la disolución de halita (mayor contribución de Cl y Na) y explica el 12,8 % de la variabilidad hidroquímica. Aunque este proceso se produce muy localmente en el sector oriental de la zona de estudio, su ocurrencia deja una

clara impronta en la hidroquímica del agua a escala local. La CP4 representa la influencia de los fertilizantes (valores muy positivos de NO_3 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y explica el 8,9 % de la variabilidad química.

La Figura 5.35 muestra la proyección de las 27 muestras de agua sobre el plano formado por la CP1 y la CP4. Esta figura discrimina las aguas que explican estos dos autovectores y es coherente con la interpretación de la Figura 5.32.

En resumen, aunque la marca isotópica característica en aguas naturales con influencia litológica y/o antrópica es muy variable (Kendall y McDonnell, 1998), en general, la concentración de Sr y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua estudiadas parecen controladas por la interacción del agua con los materiales carbonatados del Jurásico (calizas y dolomías) en buena parte de la zona de la MASb Alcadozo, con los sedimentos evaporíticos del Triásico en la zona oriental de la MASb principalmente, así como con la influencia de la actividad agrícola en diferentes sectores de la misma.

5.6. Modelo conceptual sobre los procesos responsables de la composición química regional de las aguas subterráneas y superficiales

De acuerdo con las discusiones realizadas en las secciones anteriores de este capítulo, se ha propuesto un modelo conceptual para explicar el origen de la composición química de las aguas subterráneas y superficiales de la MASb Alcadozo. Este modelo conceptual es el siguiente.

- Las aguas subterráneas tienen baja mineralización (CE entre 310 y 960 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y el tipo químico principal es $\text{HCO}_3\text{-CaMg}$ y $\text{HCO}_3\text{-MgCa}$. La presencia mayoritaria de HCO_3 , Ca y Mg indica que la litología dominante está compuesta de calizas y dolomías. El origen del agua subterránea es la recarga de agua de lluvia que va evolucionando, principalmente según la dirección de flujo regional (NO a SE), hasta alcanzar, en algún caso, la marca litológica de los sedimentos Triásicos, pasando a convertirse en aguas de tipo $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-CaMg}$ o $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-MgCa}$, y puntualmente y/o estacionalmente, de tipo $\text{HCO}_3\text{Cl-MgCa}$ o $\text{SO}_4\text{HCO}_3\text{-CaMg}$. El SO_4 y el Cl aumentan la mineralización del agua. Tomando como referencia la cuenca hidrogeológica del río Mundo, la facies química mayoritaria se observa en las aguas de la zona alta y media, relacionadas hidrogeológicamente con la MASb Calar del Mundo y principalmente con la MASb Pliegues Jurásicos y la MASb Alcadozo. Estas aguas evolucionan hacia las facies antes descritas según se aproximan a la zona baja. Estos cambios en la composición química del agua y en sus facies se identifican principalmente en las aguas cercanas a los límites E y S de la MASb Alcadozo, contacto con la MASb Boquerón y MASb Pliegues Jurásicos respectivamente.

Figura 5.32. (A) Relación entre los contenidos de Sr y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de agua subterránea y superficial del área de estudio. Se diferencian tres grupos cuyos rangos de valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se puede atribuir a los distintos orígenes que se indican. Los rangos de valores de dicha relación que se muestran para las formaciones del Jurásico y Triásico y los fertilizantes están acotados para el rango de valores medidos en la zona, y proceden de las fuentes bibliográficas citadas en la figura. (B) Relación entre los contenidos de SO_4 y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las mismas muestras y grupos. (C) Relación entre los contenidos de NO_3 y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las mismas muestras y grupos. Se indica el valor de NO_3 considerado como el límite superior del nitrato de origen natural (Edmunds y Shand, 2008; Manzano et al., 2003).

Figura 5.33. (A) Relación entre los contenidos de tritio y los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua subterránea medidas. (B) Relación entre los contenidos de tritio y nitrato en las mismas muestras. Los grupos (1), (2) y (3) son los de la Figura 5.32.

Figura 5.34. Contribución de las variables iniciales a la composición de las cuatro primeras componentes principales para el subgrupo de 27 muestras con datos de Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos.

Figura 5.35. Proyección de las variables originales y de las muestras de agua subterránea y agua superficial sobre el plano formado por la CP1 y la CP4.

- En general, a escala regional el tiempo de residencia del agua y los procesos de disolución de minerales carbonatados del Jurásico y yesos del Triásico controlan la composición química. La velocidad de infiltración y el grado de interacción del agua en el suelo y la ZNS pueden influir en los procesos de disolución, pero aunque este aspecto no se ha estudiado, no parece tener una influencia relevante a escala regional, ya que la evolución hidroquímica observada sigue un patrón coherente con la circulación regional predominante y con la geología también regional. Localmente, y singularmente en el sector oriental de la MASb, esta evolución regional está modificada por mezcla de líneas de flujo regionales o subregionales y locales. Esto se manifiesta en los relativamente bajos contenidos de tritio y notablemente altos contenidos de NO_3 , así como en la marca isotópica del Sr de los fertilizantes en el agua subterránea de zonas con actividad agrícola.
- Hay factores climatológicos, principalmente la precipitación y la temperatura ambiental, que ejercen cierto control sobre la composición química del agua. El agua de recarga está sometida a procesos de evapoconcentración antes de infiltrarse. En la zona de estudio se identifica un tipo de clima subhúmedo a mayor altitud (sector occidental) y un tipo de clima semiárido a media y baja altitud (sector central y oriental) (CHS, 2016). La información que aporta, por ejemplo, la evolución del contenido de Cl es coherente con estos procesos, según el esquema de flujo regional (Hornero et al., 2016) (ver Apartado 4.3). Aguas más evolucionadas hidroquímicamente descargan o son captadas a baja altitud y viceversa. Otra relación similar se observa al comparar algunos de los iones mayoritarios con la temperatura del agua (Apartado 5.3.3).
- Las aguas superficiales correspondientes al Río Mundo presentan baja o moderada mineralización (300-660 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y son de tipo químico $\text{HCO}_3\text{-CaMg}$. Su principal tributario, el arroyo de Bogarra, tiene una mineralización más alta (790 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y su agua, aunque del mismo tipo, tiene mayor contenido de SO_4 y Cl. En el contexto de la cuenca hidrogeológica, las aguas del río Mundo presentan la marca química de las aguas subterráneas que mantienen su flujo base. Por tanto, los procesos hidrogeoquímicos que controlan la composición química del agua subterránea contribuyen a la evolución del agua del río Mundo a lo largo de su recorrido. El principal proceso físico es la mezcla puntual o difusa del agua circulante con agua subterránea y/o agua de escorrentía. En general, la transferencia de estas aguas al cauce no modifica sustancialmente la mineralización del agua, salvo la aportación de agua superficial desde el arroyo de Bogarra (que discurre sobre materiales triásicos) que sí produce un incremento de la mineralización. Por otro lado, el agua del embalse de Talave presenta una mineralización algo más alta (800 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y es de tipo químico $\text{SO}_4\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Esta es la única muestra de agua estudiada en la que el HCO_3 no es el anión dominante. El principal proceso hidrogeoquímico que controla su composición química es la disolución de yeso, que se produce in situ. La litología margo-yesífera del Terciario que aflora en el entorno del vaso receptor y que constituye el sustrato de fondo controla la composición química frente a la marca litológica de la escorrentía superficial que recibe el embalse.

**CAPÍTULO 6. EVALUACIÓN DE LA RECARGA AL ACUÍFERO
MEDIANTE MODELACIÓN NUMÉRICA DEL BALANCE HÍDRICO,
BALANCE DE SOLUTOS Y HERRAMIENTAS SIG**

6. EVALUACIÓN DE LA RECARGA AL ACUÍFERO MEDIANTE MODELACIÓN NUMÉRICA DEL BALANCE HÍDRICO, BALANCE DE SOLUTOS Y HERRAMIENTAS SIG

6.1. Objetivos específicos del cálculo de la recarga

Uno de los objetivos específicos de esta parte del trabajo de doctorado es demostrar que obtener rangos de incertidumbre en la estimación de valores derivados de procesos naturales con múltiples fuentes de error, como es el caso de la recarga de agua subterránea, no es difícil, y que además amplía la confianza de las estimaciones. Esto es importante en la medida que aporta mayor solidez a la toma de decisiones en la gestión del dominio público hidráulico, especialmente en regiones con escasez de agua como es el caso de la cuenca mediterránea y muchas otras alrededor del mundo. Dado que este objetivo no puede lograrse a través de una aplicación generalizada, ya que los acuíferos son complejos y altamente variables dependiendo del lugar y ámbito donde se trabaje, el enfoque dado se ilustra mejor a través de un ejemplo detallado, como es el caso de la aplicación a la MASb Alcadozo.

Otro de los objetivos de esta investigación es mostrar los beneficios de la aplicación simultánea de diferentes técnicas en la estimación de la recarga junto con sus incertidumbres asociadas, de tal manera que se contribuya, en última instancia, al manejo sostenible de la MASb Alcadozo, proporcionando información confiable sobre los valores de recarga y su variabilidad espacial. Asimismo, se pretende avanzar en la comprensión de los procesos de recarga y los factores que la controlan. Estos objetivos se han logrado realizando cálculos detallados de las tasas de recarga utilizando diferentes métodos a diferentes escalas espaciales y temporales, estimando los intervalos de confianza asociados a los valores calculados después de evaluar la influencia relativa de los parámetros del balance hídrico del suelo en la magnitud de recarga y, por último, evaluando y discutiendo la consistencia de los diferentes resultados.

6.2. Técnicas de estudio aplicadas al cálculo de la recarga

6.2.1. Balance de agua en el suelo. Uso del programa Visual Balan

La estimación de la recarga de agua subterránea a escala de subcuenca o cuenca hidrogeológica se ha realizado usando el código Visual Balan 2.0 (Samper et al., 2005). Visual Balan es un programa de cálculo numérico basado en el carácter secuencial de determinados balances de agua que se producen en los acuíferos durante el proceso de recarga. El código realiza balances de agua en el suelo edáfico (capa pedológica o parte superior del suelo), en la zona vadosa (llamada “zona no saturada” en el programa) y en la zona saturada (llamada “acuífero”). La variable de estado en cada zona es el contenido de humedad (agua). El código aborda los principales procesos de flujo de agua y se ocupa de los principales componentes del balance hídrico en las tres zonas mencionadas. Durante la fase de calibración se realiza una optimización secuencial de los parámetros en cada zona. El modelo se puede calibrar con niveles piezométricos y/o con caudales de descarga de agua subterránea (flujo en cauces o descargas concentradas en manantiales), ya sea por separado o conjuntamente, comparando los datos medidos en campo y

los estimados por Visual Balan. El código utiliza principalmente correlaciones semiempíricas que se seleccionan de un menú principal (ver detalles en Samper y García Vera, 1999; Samper et al., 2005).

El uso de Visual Balan es apropiado para cuencas pequeñas y homogéneas debido a las limitaciones en el uso de parámetros hidrológicos agrupados. Por esta razón, es más eficaz modelar por separado varias subcuencas dentro de una cuenca importante, siempre que se disponga de datos meteorológicos y parámetros del suelo en cada área. El código se ha aplicado con éxito para estimar la recarga de agua subterránea a escala regional en entornos hidrogeológicos con características diferentes. Entre otros se pueden destacar los trabajos de Carrica y Lexow (2004); Samper et al. (2007, 2015); Castañeda y García-Vera (2008); Sena y Molinero (2009); Jiménez-Martínez et al. (2009, 2010); Raposo et al. (2010, 2012); Espinha Marques et al. (2010); Espinosa Martínez y Custodio (2014) y Naranjo et al. (2015).

La información de entrada requerida por el código y los datos de salida proporcionados por Visual Balan están relacionados con los términos básicos del balance de agua. Los datos de entrada se refieren a: 1) variables climatológicas: precipitación y temperatura; 2) parámetros del suelo: capacidad de campo, punto de marchitez, espesor de suelo y humedad (volumen de agua); 3) parámetros hidráulicos de la zona no saturada: conductividad hidráulica vertical y coeficiente de agotamiento del flujo; y 4) parámetros del acuífero: coeficiente de agotamiento de la descarga de agua subterránea y coeficiente de almacenamiento.

La información de salida aportada por el programa es: 1) datos cuantitativos sobre los componentes del balance hídrico: evapotranspiración, escorrentía, interceptación de la lluvia, salidas por flujo hipodérmico y volumen de agua que se infiltra, es decir, la recarga al acuífero; 2) los niveles de agua subterránea modelados y/o las tasas de descarga de la corriente. Los balances se realizan a escala temporal de días. Los parámetros y ecuaciones utilizadas por Visual Balan son expuestas a continuación de acuerdo a Samper et al. (2005).

Balance de agua en el suelo

La ecuación del balance de agua en el suelo se expresa de la siguiente forma:

$$P + I_r - I_n - E_s - ETR - P_e = \Delta\theta \quad (1)$$

donde P es la precipitación, I_r es el agua de riego, I_n es la interceptación de la vegetación, E_s es la escorrentía superficial, ETR es la evapotranspiración real, P_e es la recarga en tránsito (a través de la zona no saturada) y $\Delta\theta$ es la variación de humedad en el suelo. Las componentes se suelen expresar como volumen de agua acumulada por unidad de superficie (mm) durante un intervalo de tiempo (1 día). En este estudio, los valores de las variables de la Ec. (1) se obtuvieron de las siguientes fuentes:

- P : de las estaciones meteorológicas locales (AEMET, CHS y propias).
- I_r : es despreciable, ya que los cultivos de secano predominan en las áreas de recarga y la actividad agrícola extensiva es inexistente.
- I_n : fue estimada utilizando el método de Horton (Horton, 1919), el cual establece que durante un evento de lluvia hay una relación lineal entre I_n y

la precipitación total caída sobre la vegetación (P_d), tal que:

$$I_n = S_d + \gamma P_d \text{ si } P_d > \frac{S_d}{1-\gamma}$$

$$I_n = P_d \text{ si } P_d \leq \frac{S_d}{1-\gamma} \quad (2)$$

donde S_d y γ son parámetros empíricos que dependen del tipo de vegetación y altura de la planta.

- **E_s** : estimada a partir de la P utilizando el método empírico del Número de Curva (SCS, 1975; Témez, 1978). Teniendo en cuenta que existe un umbral de precipitación (P_0) antes de que se produzca la escorrentía, E_s se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$E_s = (P - P_0) / (P + 4P_0) \quad (3)$$

El valor de P_0 depende de la litología, la pendiente del terreno y la cubierta vegetal. P_0 se obtiene empíricamente y depende del número de curva, que puede obtenerse a partir de datos tabulados, por ejemplo, los aportados por el Servicio de Conservación de Suelos de EE.UU. (SCS, 1975).

- **ETR** : para calcularla se ha estimado primero la evapotranspiración potencial (ETP). Los valores de la ETP se estimaron utilizando el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). Este método fue seleccionado porque proporciona valores de recarga más confiables en condiciones climáticas semiáridas que el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). Este último método aunque es el más utilizado, tiende a sobreestimar la recarga. Los datos necesarios para calcular la ETP son la temperatura media diaria (T) ($^{\circ}$ C), que se tomó de las series temporales registradas en las estaciones meteorológicas locales, y la radiación solar incidente diaria (R_s) (mm/d) calculada a partir de Samani (2000).

Después de calcular la ETP , se usó el método de Penman-Grindley modificado (Grindley, 1967) para calcular el ETR . La relación ETR/ETP influye notablemente en los valores de recarga (Figura 6.1a). En el código Visual Balan esta relación se controla principalmente mediante dos parámetros, $CEPG$ y $CRPG$. $CEPG$ es un factor de humedad del suelo que oscila entre 0 y 1; $CRPG$ es un valor umbral de humedad del suelo, que oscila entre 0 y la capacidad de campo (θ_{fc}) menos el contenido de agua del suelo en condiciones de punto de marchitez (θ_{wp}). En este estudio, se obtuvo $CEPG$ por calibración y se calculó $CRPG$ a partir de los valores θ_{fc} y θ_{wp} calibrados. Los parámetros se expresan en mm (altura equivalente de agua en el suelo).

Los procesos de karstificación no se desarrollan extensamente en el área de estudio, en cambio el medio se considera ampliamente fracturado. En este sentido, se ha considerado la posible recarga preferente a través de las fisuras del suelo, inundaciones o rutas de flujo preferencial, ya que el código Visual Balan permite simular esta posibilidad. Los resultados obtenidos después de algunos intentos de modelización no estuvieron de acuerdo con lo observado y,

por consiguiente, se aceptó que este tipo de recarga preferente no es relevante a escala regional. Después de calcular la ETR , se estimó la recarga potencial (P_e) (recarga en tránsito) o flujo de agua que se transfiere desde el suelo a la zona no saturada como una función lineal (Figura 6.1b) que varía según:

$$P_e(t) = \begin{cases} \theta(t) - \theta_{fc} & \gg \theta_{fc} \leq \theta(t) < \theta_{fc} + K_{vs} \\ 0 & \gg \theta(t) < \theta_{fc} \\ K_{vs} & \gg \theta(t) \geq \theta_{fc} + K_{vs} \end{cases} \quad (4)$$

en la que $\theta(t)$ es el contenido de humedad (equivalente al término θ_{hd} para un intervalo de tiempo en la Figura 6.1). El producto de $\theta(t)$ por el espesor de suelo (S_t) es el volumen de agua del suelo (V_s) (mm). Los demás parámetros, ya definidos, se expresan como altura equivalente de agua (mm) durante un intervalo de tiempo (Δt). K_{vs} es el producto de la conductividad hidráulica vertical (mm/d) por el incremento de tiempo ($\Delta t = 1$ día).

Aplicando los criterios fijados por Visual Balan, la recarga potencial $P_e(t)$ sólo existe cuando el agua disponible es mayor que θ_{fc} , la recarga no puede exceder de la K_{vs} y es proporcionalmente creciente con la diferencia entre $\theta(t)$ y θ_{fc} .

Figura 6.1. (a) Evolución de la relación entre ETR/ETP para diferentes valores de déficit hídrico; (b) variación de la recarga en tránsito P_e con respecto a los valores de θ_{hd} .

Balance de agua en la zona no saturada

En el código Visual Balan la entrada de agua desde el suelo a la zona no saturada (P_e) se divide en flujo hipodérmico (Q_h) y flujo de percolación (Q_p). Estos flujos se calculan de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$Q_h = \alpha_h \times V_h \quad (5)$$

$$Q_p = K_v + \alpha_p \times V_h \quad (6)$$

donde V_h es el volumen de agua almacenado en la zona no saturada (mm), K_v es la conductividad hidráulica vertical del medio no saturado (mm/d) y α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento para el flujo hipodérmico y el flujo vertical o flujo de percolación respectivamente (en 1/d).

El código Visual Balan considera Q_p (Ec. (6)) basado en la posibilidad de agua procedente de la presencia de niveles poco permeables (acuíferos colgados). El coeficiente α_h es proporcional a la conductividad hidráulica horizontal, porosidad drenable, pendiente media y longitud en la dirección del flujo hipodérmico. El coeficiente α_p se relaciona con la conductividad hidráulica vertical, la porosidad drenable y la distancia entre el nivel de acuífero colgado y el nivel de agua subterránea a escala regional. El flujo de percolación Q_p se calcula a partir de la ley de Darcy. Hay que tener en cuenta que P_e es similar a Q_p si no hay flujos laterales. Un mayor detalle sobre las expresiones matemáticas utilizadas para calcular los coeficientes de agotamiento están en Samper et al. (2005).

En este estudio, la opción seleccionada para resolver el balance de agua en la zona no saturada ha sido el método explícito. Este método supone que:

- (1) Q_h y V_h son proporcionales al comienzo del periodo de cálculo (Ec. (5));
- (2) V_h es actualizada en cada intervalo de tiempo;
- (3) de manera similar, Q_p y V_h son también actualizados;
- (4) los valores de Q_p son estimados dependiendo del valor de K_v (Ec. (6)).

P_e se estima considerando la función lineal mostrada en la Ec. (4) y usando la Ec. (5) y Ec. (6).

Balance de agua en el acuífero

El acuífero recibe la entrada de agua, es decir, la recarga de agua subterránea (Q_p) desde la zona no saturada. La recarga produce cambios en el nivel del agua y en el volumen de agua almacenado en el acuífero (ΔV_a). El balance de agua del acuífero utiliza la entrada de agua (Q_p) y la salida de agua (Q_s) para determinar la variación del volumen de agua (ΔV_a) almacenada en un intervalo de tiempo (Δt). El volumen de agua (V_a) almacenado en el acuífero en un instante t (final del día) se obtiene a partir de la expresión:

$$V_a(t) = V_a(t-1) + (Q_p - Q_s)\Delta t \quad (7)$$

La salida de agua (caudal de descarga de agua subterránea) puede ser expresada como:

$$Q_s = \alpha_s \Delta V_a \Rightarrow \alpha_s = Q_s / \Delta V_a \quad (8)$$

donde α_s es el coeficiente de agotamiento del flujo de descarga de agua subterránea. Este coeficiente relaciona la descarga de agua subterránea y el volumen de agua almacenado en el acuífero (Ec. 8). Este parámetro ha jugado un papel esencial en la fase de calibración (ver detalles más adelante).

Origen de los datos y entrada

Los datos de P y T diaria se obtuvieron de las estaciones AEMET de Liétor y Bogarra (Agencia Meteorológica de España, AEMET) (Figura 2.1). La estación de Liétor está a 641 m s.n.m., su P y T media durante el período estudiado

fueron de 380 mm/año y 16,3 °C respectivamente. La estación de Bogarra está a 880 m s.n.m., su P media para el mismo periodo fue de 456 mm/año y no se dispone de valores de T media diaria, ya que esta estación solo registra las precipitaciones de agua de lluvia. Estas estaciones fueron seleccionadas por su localización, ya que son representativas desde el punto de vista climatológico de las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor (Hornero et al., 2013b). Además, el hecho de disponer de series temporales continuas de datos y de que estos sean confiables (estaciones oficiales de AEMET) apoyan esta decisión. En ambos casos, se ha dispuesto de los datos de P y T para los años hidrológicos que comprenden el periodo 1990-2014. El año hidrológico incluye desde el 1 de octubre hasta el 30 de septiembre. Aunque el período utilizado en la calibración ha sido el que transcurre desde el año 2009 hasta el año 2014, los valores de recarga media anual estimados con Visual Balan ha comprendido un período representativo de condiciones estacionarias (se comenta más adelante) y con datos meteorológicos disponibles (1990-2014).

Como se comentó anteriormente, los métodos de Hargreaves y de Penman-Grindley modificado se utilizaron para estimar ETP y ETR respectivamente. La interceptación de la vegetación fue calculada por el método de Horton tomando los valores de los parámetros S_d y γ (Ec. (2)) de trabajos empíricos realizados en zonas áridas y semiáridas con vegetación similar a la existente en la zona de estudio (FIEA, 2013) y consistentes con la base de datos Corine Land Cover 2000 (EEA, 2007).

El método del Número de Curva utilizado para estimar la E_s ha tenido en cuenta el tipo de suelo, vegetación, condiciones hidráulicas y pendiente de la zona. En general, los bosques de coníferas dominados por las variedades de *pinus pinaster*, *pinus halepensis* y *pinus nigra* están presentes entre altitudes de 800 y 1400 m s.n.m., mientras que los pastos y las parcelas de secano ocupan gran parte del área restante. Los valores iniciales de los parámetros de suelo (S_t , $\theta(t)$, θ_{fc} , θ_{wp} , θ_{hd} and K_{vs}) se obtuvieron de observaciones de campo (perfiles del suelo) o se obtuvieron de los datos reportados en estudios previos (CHS, 1984, 2014a; IGME-CHS, 2009; IGN, 2013). Utilizando la clasificación taxonómica de suelos (SCS, 1975), los principales tipos de suelo en la zona son entisoles, aridisoles e inceptisoles. Es necesario destacar que S_t fue uno de los parámetros más relevante en la fase de ajuste y, por tanto, en la estimación del balance de agua en el suelo.

A partir de unos valores iniciales coherentes con un medio no saturado y de las observaciones de campo, los valores finales de los parámetros α_h , α_p y K_v para la zona no saturada se obtuvieron en la fase de ajuste. Cabe indicar que desde el punto de vista hidrogeológico las formaciones del Cuaternario, Terciario y Cretácico (Figura 3.16) ocupan poca superficie aflorante en las subcuencas modeladas y se consideran desconectadas del flujo regional.

Los valores de los parámetros del acuífero se tomaron en primer lugar a partir de la cuantificación de recarga realizada previamente por Hornero (2010). En dicho trabajo, comentado en los antecedentes y considerado una fase inicial del trabajo de esta tesis doctoral, se estudió el comportamiento hidrodinámico de los manantiales de Ayna y Liétor. Se estimaron los valores de α_s en ambos manantiales a partir de los métodos de Maillet (1905b) y Mangin (1970), utilizados en el análisis de las curvas de recesión. El valor de este parámetro,

muy relevante en la fase de ajuste, se estimó de nuevo en el presente estudio utilizando series temporales más largas que las usadas en Hornero (2010), aportando mayor confiabilidad a los valores estimados. No obstante, los resultados obtenidos fueron similares a los estimados previamente. Los coeficientes de agotamiento se determinaron de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\alpha_s = \ln(Q_t - Q_0)/t \quad (9)$$

donde Q_0 es el caudal inicial (comienzo de la recesión) y Q_t es el caudal en un instante dado t (caudal al final de la recesión). Con caudales expresados en m^3/s y t en s , las unidades de α_s son $1/\text{s}$.

La fase de calibración se ha apoyado en los caudales de descarga (Q_s) medidos en los manantiales de Ayna y Liétor durante los períodos comprendidos entre abril de 2007 y julio de 2014 y entre mayo de 2008 y septiembre de 2014, respectivamente. La calibración se realizó a escala diaria. En ambas localizaciones, los manantiales descargan a través de varios puntos no muy alejados entre sí, y los caudales convergen hasta alcanzar el punto o sección de aforo o control. La cuantificación del caudal se ha realizado utilizando el método velocidad-área (Custodio y Llamas, 1983). Además, se han monitorizado las descargas instalando sensores de presión, conductividad eléctrica y la temperatura del agua (ver metodología en Apartado 2.4). Los períodos de control han sido: desde abril de 2012 hasta agosto de 2014 en el manantial de Ayna y desde mayo de 2011 hasta octubre de 2014 en el manantial de Liétor. El objetivo de esta toma de datos en continuo ha sido investigar la relación recarga/descarga a partir de la evolución de estos parámetros físicos en el agua subterránea y mejorar el conocimiento de la MASb Alcadozo de cara a formular un modelo conceptual. Los valores de caudal utilizados en la fase de calibración proceden de varias fuentes: de Hornero (2010), de un proyecto interno realizado por el Organismo de Cuenca (CHS, 2014b) y del proyecto REDESAC (<http://www.redesac.upc.es>). Estos proyectos han permitido disponer de una serie temporal de datos de descarga (Q_s) homogéneos y consistentes para la cuantificación de la recarga en las subcuencas estudiadas.

Estos dos manantiales se encuentran en el límite sur del acuífero, donde se produce la mayor parte del drenaje del mismo (Figura 2.1). El agua subterránea descarga principalmente de manera concentrada (Q_s) (Hornero et al., 2013a), pero también hay descarga difusa al Río Mundo (Q_{RM}) (Ortega et al., 2015). La salida total de agua en cada subcuenca (Ayna y Liétor) es la suma de E_s , del flujo hipodérmico (Q_h) y de la descarga total de agua subterránea ($Q_s + Q_{RM}$). El valor de Q_{RM} ha sido estimado solamente en la subcuenca de Ayna. Las condiciones de la estructura hidrogeológica y la información aportada en Ortega et al. (2015) no indican descarga difusa desde la subcuenca de Liétor hacia el río, aunque esta posibilidad no hay que descartarla si las condiciones orográficas y el régimen del cauce permitiesen investigarlo adecuadamente. El valor de recarga obtenido en la subcuenca de Ayna se utilizó posteriormente para estimar y validar la contribución de la superficie permeable (km^2) que justifica la descarga difusa Q_{RM} al río Mundo.

El modelo de balance de agua ha sido calibrado con los caudales medidos en las descargas concentradas, por tanto, el coeficiente de almacenamiento del acuífero (a escala de subcuenca y en régimen natural) no ha tenido influencia en los resultados.

Una vez introducidos los datos de entrada, se ejecutó el programa Visual Balan. Los parámetros se fueron modificando secuencialmente con el fin de aproximarse lo más posible a los valores estimados por el modelo. Este proceso se realizó hasta encontrar un óptimo ajuste antes de refinar los resultados. Durante este proceso de calibración, el código FITEVAL (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013) se utilizó como indicador de la bondad del ajuste entre los caudales medidos (datos de entrada) y simulados (datos de salida). Para cuantificar el error de la variable calculada (caudal), se utilizó el valor del error cuadrático medio (RMSE) a escala diaria, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N}} \quad (10)$$

donde O_i y P_i representan el rango de valores (tamaño N) que contienen las observaciones y estimaciones de caudal respectivamente.

El criterio de eficiencia definido por Nash y Sutcliffe (NSE) fue seleccionado como indicador adimensional. Este indicador se calcula según la siguiente expresión matemática:

$$NSE = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD} \right)^2 \quad (11)$$

donde SD es la desviación estándar de los datos observados.

Finalmente, el valor medio de los términos del balance de agua y la recarga media fueron obtenidos como resultado del proceso de calibración con Visual Balan.

6.2.1.1. Estimación de la recarga a escala de subcuenca (manantiales de Ayna y Liétor)

Los valores iniciales de los parámetros utilizados por Visual Balan en el proceso de cálculo de los balances de agua en suelo, zona no saturada y acuífero se obtuvieron principalmente de Hornero (2010) y de información bibliográfica procedente de estudios en acuíferos y áreas similares desde el punto de vista climatológico e hidrológico (Custodio y Llamas, 1996; MOP-DGOH-SGOP, 1988; IGME-DGOH, 2001; FIEA, 2013). En dichos estudios se han considerado especialmente los datos obtenidos experimentalmente y que están relacionados con la parametrización del suelo, la vegetación y los balances hidrológicos. En la fase de calibración, el parámetro principal que se ha modificado es el espesor de suelo. Como consecuencia, la reserva útil del suelo, el coeficiente de agotamiento en la zona no saturada y el coeficiente de agotamiento del acuífero también fueron modificados secuencialmente. El valor de espesor del suelo finalmente adoptado es consistente con los parámetros edáficos, las pendientes medias y la relativa homogeneidad existente en ambas zonas de estudio. La porosidad total, el punto de marchitez, la capacidad de campo y la conductividad hidráulica se han calibrado a partir de los valores

obtenidos analíticamente en muestras tomadas en suelos-tipo localizados en el ámbito hidrológico del Alto Segura (CHS, 1984). Los valores de estos parámetros están recogidos en la Tabla 6.1.

En la zona no saturada el coeficiente de agotamiento proporciona información sobre posibles flujos efímeros que pueden descargar por manantiales y/o por escorrentía subsuperficial. Los manantiales de carácter efímero son irrelevantes en el sector central de la MASb, donde se localizan las cuencas de los manantiales de Ayna y Liétor, por lo que se ha aceptado que la totalidad del flujo de percolación alcanza la zona saturada. En el acuífero (=zona saturada) los valores obtenidos para los coeficientes de agotamiento (Ec. (9); Tabla 6.1) indican que el caudal de descarga en la fase de recesión disminuye temporalmente de forma moderada. Estos valores indican que los procesos cársticos están poco desarrollados, predominando el flujo regional o subregional a través de fracturas.

Como se ha comentado anteriormente, en una primera fase de ajuste se consideró la posible existencia de recarga preferencial a través de fisuras, ya que Visual Balan incorpora la posibilidad de estudiar si existe flujo preferencial a través de fisuras, grietas o macroporos en el suelo. Los resultados obtenidos con el modelo no reprodujeron adecuadamente los datos de campo medidos, por tanto, el suelo parece desempeñar un papel relevante en la amortiguación del flujo de recarga. Por último, el resto de parámetros (ver Tabla 6.1 y Apartado 6.2.1) fueron recalibrados a partir de la información previa tomada de Hornero (2010). Con los valores definitivos obtenidos, se recalibró el modelo para el período de estudio completo. A continuación se muestra una figura-esquema con las componentes del balance hidrometeorológico en el suelo, zona no saturada y acuífero consideradas en las subcuencas de los manantiales de Ayna y Liétor.

Figura 6.2. Esquema de los componentes del balance hidrometeorológico en el suelo, zona no saturada y acuífero consideradas en las subcuencas de Ayna y Liétor.

Tabla 6.1. Valores de los parámetros utilizados para la estimación de la recarga media anual en las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor mediante balance de agua en el suelo con el código Visual Balan.

Zona	Parámetro	Manantial de Ayna	Manantial de Liétor
Suelo	Porosidad total	0,45	0,45
	Punto de marchitez (fracción de volumen)	0,15	0,15
	Capacidad de campo (fracción de volumen)	0,30	0,30
	Espesor (m)	0,80	0,60
	Conductividad hidráulica (cm/s)	$1,40 \cdot 10^{-3}$	$1,40 \cdot 10^{-3}$
Zona no saturada	Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico (1/d)	$1,60 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^{-3}$
	Conductividad hidráulica vertical (m/d)	1,32	1,32
	Coefficiente de agotamiento del flujo de percolación (1/d)	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$
Acuífero	Coefficiente de agotamiento (1/d)	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$
	Coefficiente de almacenamiento (adimensional)	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$

Los principales valores de las componentes del balance hídrico obtenidos se muestran en la Tabla 6.2. La *ETR* y la interceptación de la lluvia por la vegetación son procesos que controlan la contribución efectiva de la precipitación a la recarga. La *ETR* se ha estimado considerando que $CEPG = 0,2$ y $CRPG = 30$ mm. Ambos valores se obtuvieron por calibración y tomado los valores de θ_{fc} y θ_{wp} (ver Apartado 6.2.1 y Figura 6.1). Las condiciones de clima semiárido y el hecho de que la vegetación de pastizales y el bosque de coníferas dominan en el área de estudio sugieren que la tasa de recarga media está influenciada por una alta evapotranspiración (>70 %) y por la interceptación de la vegetación (≈ 16 %) (Belmonte-Serrato et al., 2013 y Polo et al., 2013). La interceptación de la vegetación se estimó considerando $S_d = 1,4$ y $\gamma = 0,2$ (valor calibrado).

Además, tanto la *ETR* como la interceptación influyen en el valor de la escorrentía superficial, ya que el valor de estos términos del balance afecta a la cantidad de agua disponible sobre la superficie. El valor del Número de Curva utilizado para estimar la escorrentía superficial se ha obtenido considerando las superficies relativas de los distintos tipos de terreno dentro de las subcuencas modeladas. La escorrentía superficial y el flujo hipodérmico (flujo subsuperficial) estimados no son elevados: 10 % de la escorrentía total (superficial más subterránea) y 1 % de la precipitación, respectivamente. Estos valores son coherentes con las estimaciones realizadas por el Organismo de Cuenca en los trabajos de planificación hidrológica (CHS, 2014a).

Tabla 6.2. Valores medios de las principales componentes del balance de agua en suelo obtenidos por modelación de las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna y Liétor (valores en mm/año y % de precipitación P).

Parámetro	Manantial de Ayna		Manantial de Liétor	
	mm/año	% P	mm/año	% P
Precipitación	455,90	—	379,40	—
ETR	328,40	72,03	277,70	73,19
Interceptación	72,60	15,92	63,10	16,63
Escorrentía ⁽¹⁾	5,00	1,10	4,60	1,21
Flujo hipodérmico	0,10	0,02	0,10	0,03
Recarga	49,90	10,95	35,50	9,36

⁽¹⁾ Estimada para los números de curva 62 (cuenca de Ayna) y 58 (cuenca de Liétor).

De acuerdo con la fase inicial de la investigación (Hornero, 2010) y con los trabajos posteriores relacionados con la definición y distribución espacial de la cartografía hidrogeológica realizados en esta tesis, durante el proceso de modelación se han estimado con mayor precisión las superficies de las cuencas hidrogeológicas de los dos manantiales. Respecto de sus valores iniciales, la superficie de la cuenca hidrogeológica del manantial de Liétor ha variado muy ligeramente, de 23 km² a 22,08 km². En el caso de la cuenca hidrogeológica de Ayna, la superficie ha disminuido de 51 km² a 20 km². En este último caso, más adelante se aporta información sobre la relación entre la recarga que se produce en el resto de la superficie permeable (31 km²) y las descargas difusas al río Mundo.

La recarga media estimada en la cuenca del manantial de Liétor ha sido de 35,5 mm/año y de 50 mm/año en la cuenca del manantial de Ayna. La relación entre la recarga estimada y la precipitación (R/P) es del 9 % y el 11 %, respectivamente (Tabla 6.2). Con estos valores, se estima que el volumen medio de agua subterránea que se recarga es 0,72 hm³/año y 1,02 hm³/año para las cuencas de Liétor y Ayna, respectivamente. Se observa que los valores son bastante similares en ambas cuencas; además, la diferencia está dentro del rango de incertidumbre, como se detalla más adelante. Estos valores son consistentes con las similitudes existentes en sus características geomorfológicas, tipo de suelo, nivel piezométrico, régimen de descarga de agua subterránea, distribución de la vegetación y estructura hidrogeológica en ambas cuencas. Las pequeñas diferencias se atribuyen principalmente a las diferencias en los valores de los parámetros utilizados para calibrar cada modelo.

Las tasas de recarga calculadas y los valores de las componentes principales P , ETR e I_n para cada cuenca se resumen en la Figura 6.3. Se observa una alta variabilidad en la P y R coherente con un área de carácter semiárido (Scanlon et al., 2006). Sophocleous (1992) destaca que en este tipo de zonas hay una respuesta variable de la recarga efectiva respecto a la precipitación, de tal forma que precipitaciones similares pueden producir recargas bastante

diferentes. Una de las causas principales puede ser las condiciones climatológicas particulares que se dan en cada estación de lluvias. De hecho, en este estudio la precipitación que produce la mayor parte de la recarga ocurre en la primera mitad del año hidrológico (desde octubre hasta abril), coincidiendo con el invierno y parte de la primavera. La recarga de agua subterránea es prácticamente nula durante la época estival. De los resultados obtenidos también es importante destacar que durante varios años hidrológicos, en particular los periodos 1994-1995, 1999-2001 y 2004-2006 (periodos de 2-3 años), las condiciones extremas de sequía impidieron que se produjera recarga de agua subterránea. En general, los periodos de sequía registrados en el lapso de tiempo investigado coinciden con algunos ciclos de escasas aportaciones de agua en todo el país (MIMAM, 2007) y en la cabecera de la demarcación hidrográfica del Segura (ver Apartado 3.1.2; Figura 3.6). La disminución en la recarga o que la recarga sea nula está causada por una baja precipitación y/o por cambios en los patrones climáticos, que pueden combinarse y acumularse a los efectos que tiene sobre la recarga las condiciones de humedad en el suelo previas a la lluvia. Esta misma circunstancia se ha observado en otras áreas de estudio (Espinosa y Custodio, 2014) donde la recarga no es proporcional a la precipitación, incluso a escala anual. Como ya se ha dicho, la dispersión en la relación R/P es un hecho común en zonas de clima árido y semiárido.

La relación entre recarga y precipitación se puede estimar a través de la expresión $R=\alpha(P-P_0)$, donde α =pendiente de la recta de regresión; P =precipitación total anual y P_0 =precipitación umbral anual necesaria para producir recarga. En las subcuencas de Ayna y Liétor R y P presentan una tendencia de tipo lineal con coeficientes de determinación (R^2) de 0,70 y 0,74 respectivamente. Asimismo, los valores de α estimados han sido 0,40 y 0,26 y los de P_0 han sido 340 mm/año y 220 mm/año, respectivamente.

Figura 6.3. Valores de recarga (R) (en hm^3) y precipitación (P), evapotranspiración real (ETR) e interceptación (I_n) (en mm) estimados en las cuencas hidrogeológicas de los manantiales de Ayna (A) y Liétor (B). En ambas figuras la última columna indica el valor medio de cada variable para el periodo estudiado.

Las ecuaciones (10) y (11) se han utilizado para evaluar la bondad del ajuste en las cuencas modeladas. El proceso de calibración contempló la evaluación secuencial del ajuste comparando los caudales estimados y medidos. Siguiendo los criterios anteriormente definidos (FITEVAL; Ritter y Muñoz-Carpena, 2013), la Figura 6.4 ilustra los principales resultados de la evaluación. Los valores obtenidos en el manantial de Ayna muestran un buen ajuste (promedio $\text{NSE}=0,804$, oscilando entre 0,661 y 0,907) y los valores procedentes del manantial de Liétor muestran un muy buen ajuste (promedio $\text{NSE}=0,954$, oscilando entre 0,846 y 0,979). Estos resultados son consistentes con las siguientes observaciones: 1) en el manantial de Ayna fue difícil calibrar el flujo base (10 % en la evaluación de NSE), mientras que el caudal punta se pudo ajustar mejor; 2) el manantial de Liétor presenta un caudal más estable, lo que ha proporcionado un mejor ajuste; 3) en general, aunque en ambos casos son descargas concentradas, el área cercana al punto de descarga del manantial de Liétor está mejor acotada espacialmente y es más homogénea que en el caso del manantial de Ayna. En este último, la posible existencia de una zona epikárstica y, localmente, la presencia de conductos y fisuras con cierto desarrollo, pueden influir relativamente en el proceso de recarga local y régimen de descarga, similarmente al caso estudiado por Williams (2008).

Se ha realizado un análisis de sensibilidad para determinar la influencia relativa de los parámetros modelados más relevantes sobre los valores de recarga estimados en cada manantial. Para realizar este análisis de sensibilidad se ha llevado cabo una serie de simulaciones en las que cada parámetro ha sido

modificado con respecto a su valor calibrado. Como ya se ha dicho, la perturbación ha oscilado en un rango máximo $\pm 50\%$ con respecto a los valores originales. Los parámetros más sensibles resultaron ser la capacidad de campo, el punto de marchitez, el espesor de suelo, el número de curva y los parámetros CRPG y CEPG de Visual Balan (Figura 6.5; Tabla 6.3).

Figura 6.4. Información obtenida relacionada con la evaluación de la bondad de ajuste entre los caudales simulados y medidos ((L/s) en los manantiales de Ayna (arriba) y Liétor (abajo).

Figura 6.5. Efecto de la perturbación de los parámetros más relevantes (en %, eje horizontal) sobre la recarga media estimada (mm, eje vertical) en las subcuencas de los manantiales de Ayna y Liétor.

Tabla 6.3. Parámetros evaluados, datos de entrada (valores calibrados), perturbación de los valores calibrados y modificación producida en la recarga estimada mediante el modelo de balance de agua en el suelo. CP: cambio relativo (%) en el valor calibrado; AS: cambio relativo (%) en la recarga estimada; AS/CP en valores absolutos (Ec. (20); ver Apartado 6.2.3).

Parámetro	CP (%)	Manantial de Ayna			Manantial de Liétor		
		Valor calibrado	Recarga		Valor calibrado	Recarga	
			AS (%)	AS/CP		AS (%)	AS/CP
Capacidad de campo (θ_{fc})	+25	0,30	-17,91	0,72	0,30	-20,63	0,83
	-25		28,68	1,15		46,10	1,84
Punto de marchitez (θ_{wp})	+50	0,15	26,02	0,52	0,15	43,27	0,87
	-50		-14,87	0,30		-19,44	0,39
Humedad en el suelo (θ)	+50	0,28	7,37	0,15	0,27	7,72	0,15
	-50		-5,20	0,10		-4,75	0,09
Espesor de suelo (S_t)	+50	0,80	-15,11	0,30	0,60	-18,16	0,36
	-50		25,35	0,51		43,54	0,87
Número de Curva	+10	62	-14,20	1,42	58	-17,25	1,72
	-10		9,08	0,91		4,47	0,45
CRPG	+50	30	-22,54	0,45	30	-34,85	0,70
	-50		38,63	0,77		54,07	1,08
CEPG	+50	0,20	-16,39	0,33	0,20	-14,33	0,29
	-50		21,28	0,43		23,80	0,48
Capacidad de interceptación (I_n)- S_d	+20	1,40	-5,42	0,28	1,40	-4,28	0,21
	-20		5,40	0,27		6,16	0,31

La desviación estándar (σ_R) del valor de recarga media se obtiene considerando la incertidumbre de los parámetros del modelo más sensibles que intervienen en su cálculo (Tabla 6.3). Los valores de la desviación estándar (σ_R) han sido calculados según la ecuación (12), cuyos resultados proceden de reorganizar y desarrollar la ecuación (17) (ver más adelante en el Apartado 6.2.3):

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{\partial R}{\partial \theta_{fc}}\right)^2 \times \sigma_{\theta_{fc}}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial \theta_{wp}}\right)^2 \times \sigma_{\theta_{wp}}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial \theta}\right)^2 \times \sigma_{\theta}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial S_t}\right)^2 \times \sigma_{S_t}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial CN}\right)^2 \times \sigma_{CN}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial CRPG}\right)^2 \times \sigma_{CRPG}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial CEPG}\right)^2 \times \sigma_{CEPG}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial S_d}\right)^2 \times \sigma_{S_d}^2 \quad (12)$$

La incertidumbre está determinada por el valor de σ_R y, en términos relativos, por el CV_R (Ec. (20) (ver más adelante en el Apartado 6.2.3). Los resultados obtenidos han sido:

- (a) Subcuenca del manantial de Ayna: $\sigma_R = 18,3$ mm/año y $CV_R = 0,36$;
- (b) Subcuenca del manantial de Liétor: $\sigma_R = 17,9$ mm/año y $CV_R = 0,49$.

En coherencia con los resultados del análisis de sensibilidad, las variables más influyentes en la incertidumbre son los parámetros de suelo y la *CRPG*. Estos resultados confirman que la magnitud de la recarga responde principalmente a la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo y a la magnitud de la *ETR*. Si la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo varía, la *ETR* se modifica y, por tanto, la recarga resulta afectada (Samper, 1997).

6.2.2. Balance de cloruro atmosférico

El método de balance de cloruro atmosférico (BMC) (Eriksson y Khunakasem, 1969) está basado en el balance de la deposición atmosférica total del ión cloruro en el terreno. La deposición total corresponde a la deposición húmeda (disuelto en el agua de lluvia) más la deposición seca como polvo atmosférico. Este método permite estimar la recarga media al acuífero bajo condiciones atmosféricas estacionarias y condiciones estables en el uso del suelo, considerando que la entrada total de masa de ión cloruro en la zona no saturada es igual a la masa total de salida a la zona saturada. A partir de la medición del contenido de cloruro atmosférico en el agua de lluvia y en la deposición seca se puede estimar la recarga media a largo plazo, si se conoce el contenido medio de cloruro en el agua de recarga (agua de la parte inferior de la zona no saturada o del techo de la zona saturada), siempre que el aporte atmosférico local sea la única fuente de cloruro. Este método es especialmente válido para cuantificar la recarga a escala regional y en climas de tipo semiárido (Custodio, 2010; Custodio y Jódar, 2016).

Los principales requerimientos para la aplicabilidad del método BMC son: (i) la deposición atmosférica es la única fuente de entrada de cloruro a las aguas subterráneas; (ii) no existen otras fuentes naturales o antropogénicas significativas que aporten cloruro al agua subterránea; (iii) el cloruro es asimilado por la vegetación al mismo ritmo que es liberado por la vegetación muerta; (iv) el régimen de flujo subterráneo está bajo condiciones estacionarias. Las condiciones y aplicabilidad del método BMC se describen con mayor detalle en Alcalá y Custodio (2014, 2015).

Una estimación cuantitativa básica de la recarga media durante un largo período de años bajo condiciones estacionarias viene dada por la siguiente expresión:

$$\bar{D}_P = \bar{D}_E + \bar{D}_R \quad (13)$$

donde $\bar{D}_P$ es la deposición atmosférica total media de cloruro; $\bar{D}_E$ es la masa de cloruro que sale por escorrentía superficial o subsuperficial y $\bar{D}_R$ es la masa de cloruro que entra al acuífero en el agua de recarga. Las unidades de medida se dan en g/m²/año. Los valores y precisión de estas componentes dependen de la longitud del periodo de estudio.

La ecuación (13) puede también ser expresada aproximadamente como:

$$\bar{P} \cdot \bar{C}_P = \bar{E} \cdot \bar{C}_E + \bar{R} \cdot \bar{C}_R \Rightarrow \bar{R} = (\bar{P} \cdot \bar{C}_P - \bar{E} \cdot \bar{C}_E) / \bar{C}_R \quad (14)$$

donde $\bar{R}$ es la recarga media interanual estimada, $\bar{P}$ es la precipitación media, $\bar{E}$ es la escorrentía superficial media, $\bar{C}$ es la concentración media de cloruro; los subíndices P , E y R se refieren a la concentración en la precipitación, escorrentía superficial y agua de recarga. $\bar{P}$, $\bar{E}$ y $\bar{R}$ se expresan en mm/año, mientras que $\bar{C}_P$, $\bar{C}_R$ y $\bar{C}_E$ se expresan en mg/L. Si $\bar{E}$ es despreciable, se puede aceptar que $\bar{R}$ es una fracción de la precipitación que se estima multiplicando el cociente $\bar{C}_P / \bar{C}_R$ por la precipitación media $\bar{P}$. En cualquier caso, salvo que se indique otra cosa, $\bar{E}$ tiene que ser considerada en los cálculos.

Se han estimado los valores medios de recarga para el período 2011-2014 y se ha generado un mapa de distribución regional (escala de MASb) de la recarga media. Se han aceptado condiciones estacionarias en el área y el periodo de estudio (5 años). Esto se basa en tres condiciones constatadas: (1) los valores promedio de precipitación y temperatura registrados en el periodo de estudio estuvieron dentro del rango de valores existentes para el período 1981-2006 (25 años); (2) no se han producido cambios significativos en el uso del suelo durante las últimas décadas (CHS, 2014a); (3) el tiempo de tránsito del agua de recarga a través de la zona vadosa es lo suficientemente corto como para no ser afectada por el cambio de las condiciones de contorno. De hecho, el tiempo de tránsito (t_r) estimado para el agua de recarga a través de la zona vadosa oscila entre 5 y 50 años en la MASb Alcadozo. La estimación de t_r se ha realizado considerando valores promedio de espesor, porosidad eficaz y recarga media anual en los distintos sectores de la MASb.

Los datos requeridos para la estimación de la recarga media se han obtenido de las siguientes fuentes:

1. Precipitación ($\bar{P}$) y concentración media de cloruro en el agua de lluvia ($\bar{C}_P$): se estimaron a partir de las muestras recogidas entre 2011 y 2014 en los colectores de lluvia situados en las estaciones de Liétor, Bogarra y Fontanar de las Viñas. Una estación adicional fue operada solamente durante 2014 en la localidad de Paterna del Madera (Figura 2.1). Todas las estaciones también estuvieron operativas durante el año hidrológico 2008-2009. Los detalles sobre la recogida de las muestras de agua de lluvia, periodicidad del muestreo, número de muestras, almacenamiento y transporte hasta el laboratorio están comentados en el Capítulo 2.

2. Concentración media de cloruro en el agua de recarga ($\bar{C}_R$): como en el área de estudio no hay actividad industrial, la agricultura extensiva se reduce a un área situada al E de la misma, la presión urbanística es poco relevante y la MASb está en régimen natural, el contenido de cloruro medido en las muestras de agua subterránea (manantiales y pozos) se considera que tiene solamente origen atmosférico. Se han recogido muestras para su análisis químico en 30 manantiales y 10 sondeos/pozos que mostraban una composición química estable (Figura 2.1; tablas A.4.1 y A.4.2). Corresponden a manantiales con pequeño caudal que descargan en la zona occidental de la MASb, sondeos y pozos situados en los sectores central y oriental y manantiales con un mayor caudal y capacidad de regulación situados en el límite sur de la MASb. Cabe indicar que no se recogieron muestras de agua que captan exclusivamente las formaciones del Cuaternario, Terciario y Cretácico. Las muestras tomadas están espacialmente distribuidas y el valor medido de $\bar{C}_R$ se acepta que representa la recarga local. Esto puede no ser cierto para todos los puntos con datos, como podría ser el caso del Cl medido en muestras de agua subterránea procedente de pozos profundos y manantiales que a menudo son mezcla de diferentes líneas de flujo. La posición geográfica del manantial o sondeo en un acuífero con una fuerte pendiente orográfica, como es el caso de la MASb Alcadozo, puede ser relevante en cuanto a la validez del valor de Cl medido. En este sentido, estudios recientes de Custodio (2010) y Custodio y Jódar (2016) indican que en acuíferos con diferencias topográficas importantes, las concentraciones de Cl en pozos profundos y manantiales que regulan cuencas hidrogeológicas importantes, son diferentes al contenido de Cl medido en condiciones de recarga local debido al efecto ladera. Se estima que la concentración media de Cl en una muestra tomada en un punto X [$C_R(x)$] suponiendo un modelo de mezcla de recarga en ladera y flujo paralelo viene dada por:

$$\bar{C}_R(x) = \frac{(\bar{D}_{PT} - \bar{D}_{PB}) \cdot L + \bar{D}_{PB} \cdot X}{(\bar{R}_T - \bar{R}_B) \cdot L + \bar{R}_B \cdot X} \quad (15)$$

Así, la recarga anual media viene dada por:

$$\bar{R}_{B[C_R(x)]} = \frac{(\bar{D}_{PT} - \bar{D}_{PB}) \cdot L + \bar{D}_{PB} \cdot X - \bar{R}_T \cdot L \cdot C_R(x)}{C_R(x) \cdot (L - X)} \quad (16)$$

donde $\bar{D}_{PT}$ y $\bar{D}_{PB}$ son términos que indican el valor de la deposición atmosférica de Cl referida al área de recarga localizada a mayor altitud (flujo subterráneo circula a cotas más elevadas) y área de recarga situada a menor altitud (flujo subterráneo circulando a cotas más bajas cerca de las posibles zonas de descarga) respectivamente; $\bar{R}_T$ y $\bar{R}_B$ son los valores de recarga media estimada por BMC en las áreas de recarga a mayor y menor cota, montaña y llano respectivamente; L es la distancia entre la parte alta y baja de las áreas de recarga y X es la distancia entre el límite de la cuenca hidrológica (divisoria de aguas en la parte alta) y el punto donde se tomó la muestra. Este modelo ha sido utilizado en la tesis para comprobar el posible efecto ladera en el contenido de Cl medido en las muestras utilizadas, es decir, se ha comprobado que los valores de recarga medidos son representativos principalmente de procesos de recarga local. Los resultados obtenidos son discutidos más adelante (Apartado 6.2.2.1; Tabla 6.6).

Los valores de la relación molar Cl/Br y el contenido de Cl se han comparado con los aportados por Alcalá y Custodio (2008b) para la identificación del origen de la salinidad del agua. Se ha estudiado la relación Cl/Br como trazador en las muestras de agua subterránea para detectar muestras inadecuadas. Todas las muestras de agua subterránea utilizadas en el BMC presentaron valores característicos de agua de lluvia recargada en áreas continentales de media-alta altitud y flujo libre de Cl procedente de materiales evaporíticos.

3. Escorrentía superficial ($\bar{E}$) y concentración media de cloruro en el agua de escorrentía directa ($\bar{C}_E$): pocas veces se dispone de datos empíricos de estas variables. Sin embargo, a pesar de que la contribución de este término al BMC es a menudo despreciable, no siempre es así (Cruz-Fuentes et al., 2014, Espinosa y Custodio, 2015) y puede contribuir significativamente a la incertidumbre de las estimaciones de la recarga. En este estudio, $\bar{E}$ y su gradiente regional medio se ha estimado con el apoyo de los resultados obtenidos con Visual Balan y de estimaciones consideradas en el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 2016). Según Alcalá y Custodio (2014), $\bar{C}_E$ puede calcularse a partir del valor de $\bar{C}_P$ considerando un factor de concentración que viene dado por la siguiente expresión: $F_c = C_E/C_P$. En este trabajo, teniendo en cuenta el tipo de clima en el área de estudio y que C_E debe tener valores ligeramente por encima de C_P y por debajo de C_R , se acepta que $F_c \approx 2$ es un valor medio razonable para el conjunto de la MASb.

La red de muestreo fue diseñada con el objetivo de obtener una distribución espacial regionalizada de los resultados a escala de acuífero (Figura 6). La regionalización de $\bar{P}$, $\bar{C}_P$, $\bar{C}_R$, $\bar{C}_E$ y finalmente de $\bar{R}$ se ha realizado por interpolación usando la técnica de krigado. El análisis de datos y la elaboración de los semivariogramas experimentales y teóricos (Samper y Carrera, 1990) se realizaron mediante el software geoestadístico incorporado en SURFER (versión 11, Golden Software Inc., 2013). El variograma que mejor ajustó C_R fue el modelo esférico y el modelo lineal para las variables P , C_P y C_E . Se utilizó la validación cruzada para determinar el mejor modelo de ajuste antes de dar validez a la interpolación mediante krigado. Asimismo, previamente al krigado los datos de $\bar{C}_R$ se transformaron en log-normal con el fin de conseguir una distribución estadística cercana a la normal. Posteriormente, los valores obtenidos se convirtieron de nuevo a su formato original. Los datos fueron discretizados espacialmente (6944 nodos en una red regular de celdas de 500 m x 500 m) y utilizados como valores de entrada. Los datos interpolados de $\bar{P}$, $\bar{C}_P$ y $\bar{C}_R$ distribuidos espacialmente se almacenaron en capas georeferenciadas. Se utilizó una función matemática sencilla en SURFER para calcular la recarga media aplicando la Ec. (13) y Ec. (14).

En cada nodo se ha estimado la recarga potencial media $\bar{R}$ (recarga difusa distribuida para la totalidad de la superficie de la MASb). Utilizando herramientas SIG se ha calculado la recarga media real (recarga considerando exclusivamente la superficie permeable existente en cada celda) en dos pasos: en primer lugar, se definió el mapa geológico base y la superficie de las formaciones permeables (calizas y dolomías del Jurásico) (ver Figura 3.16); en segundo lugar, las capas de distribución espacial de los afloramientos permeables del Jurásico y de la $\bar{R}$ potencial se han cruzado para estimar el

valor de la $\bar{R}$ real. Por último, se ha calculado la distribución espacial de $\bar{R}$ y su incertidumbre para toda la superficie de la MASb.

El mapa regionalizado de la recarga se ha estimado sólo para el acuífero principal, constituido por las formaciones carbonatadas del Jurásico. No se han considerado las formaciones del Cuaternario, Terciario y/o Cretácico que las recubren en algunos sectores de la MASb ya que estas formaciones, aunque pueden constituir pequeños acuíferos colgados, se acepta que están desconectadas del flujo regional. Estos acuíferos deben descargar el agua subterránea a través de manantiales efímeros, cuyo caso escaso caudal se incorpora principalmente a la red de drenaje superficial. Esta circunstancia resulta relevante, ya que implica que la deposición de Cl atmosférico en estas formaciones no contribuye al contenido de Cl del agua de recarga de la MASb, aunque sí debería incrementar la concentración de Cl en la escorrentía superficial. Por último, cabe indicar que el proyecto GEODE (IGME, 2014) ha aportado la información litológica y estructural necesaria para construir el mapa geológico base. Toda la información fue gestionada mediante el software ArcMap GIS 9.3.

6.2.2.1. Estimación de la recarga a escala regional (MASb Alcadozo)

En la Tabla 6.4 se muestran los datos de precipitación media ($\bar{P}$), concentración media de cloruro en la precipitación ($\bar{C}_P$), deposición media total de cloruro ($\bar{D}_P$) y coeficientes de variación (CV) de esos parámetros. Los mapas regionales de $\bar{P}$ y $\bar{D}_P$, calculados a partir de una malla de 500 m x 500 m de tamaño de celda, se muestran en las Figuras 6.6A y 6.6B. El mapa de $\bar{P}$ es consistente con los valores de precipitación media regional registrados en las estaciones de la Agencia Española de Meteorología (AEMET, 2015), que oscilan entre 340 y 640 mm/año. En relación con la distribución regional de $\bar{P}$ cabe destacar que hay una notable diferencia entre el sector occidental (mayor pluviometría) y el resto del área de estudio.

El $\bar{C}_P$ está entre 1,03 y 1,78 mg/L en las cuatro estaciones de muestreo. La $\bar{D}_P$ muestra valores que oscilan entre 0,52 y 0,65 g/m²/año, con un gradiente espacial cercano a 0,008 g/m²/año/km (Figura 6.6B). Esta diferencia puede deducirse de una $\bar{P}$ mayor y un $\bar{C}_P$ menor en el NW que en el SE. De hecho, las barreras montañosas localizadas en el NO interceptan las masas de aire húmedo del Atlántico, contribuyendo así a incrementar la $\bar{P}$. En este sentido, indicar también que el área de estudio es una zona interna peninsular que se encuentra a unos 170 km al oeste del Mar Mediterráneo. Una primera estimación del valor de incertidumbre para la $\bar{D}_P$ indica que CV_{D_P} oscila entre 0,34 y 0,38, con la excepción de la estación de Paterna del Madera, donde un valor de 0,18 podría atribuirse a una menor variabilidad de la precipitación y su contenido de cloruro y/o a un período de estudio más corto que en el resto de estaciones.

La concentración de cloruro en el agua subterránea (C_R) (Figura 6.6C) oscila entre 3 y 10 mg/L en el sector oeste de la MASb Alcadozo, donde se localiza la estación de Paterna del Madera; entre 10 y 20 mg/L en el sector central, donde están situadas las estaciones de Bogarra y Fontanar de las Viñas, y por encima de 20 mg/L en el sector este, donde se localiza la estación de agua de lluvia de

Liétor. La distribución espacial de C_R muestra un gradiente en sentido inverso al gradiente altitudinal, incrementándose alrededor de 0,5 mg/L/km de NO a SE. Esta evolución es consistente con el sentido del flujo subterráneo regional (ver Figura 4.5) y con el incremento del índice de aridez en el área de estudio (CHS, 2016). Con estos datos, y de acuerdo con la metodología usada, se han construido los mapas a escala regional de la distribución de la recarga media en mm (Figura 6.7A) y de la relación entre la recarga media y la precipitación media (R/P) en % (Figura (6.7B).

Tabla 6.4. Precipitación media ($\bar{P}$), concentración media de cloruro en la precipitación ($\bar{C}_P$), deposición atmosférica media de cloruro ($\bar{D}_P$) y sus respectivos coeficientes de variación (CV_P , CV_{Cp} , CV_{Dp}) en las estaciones de control de la precipitación durante el periodo de estudio (años hidrológicos 2008 a 2014).

Estación	Altitud (m s.n.m.)	$\bar{P}$	$\bar{C}_P$	$\bar{D}_P$	CV_P	CV_{Cp}	CV_{Dp}
Fontanar de las Viñas	1008	414	1,78	0,65	0,21	0,42	0,38
Liétor	641	341	1,67	0,52	0,19	0,64	0,34
Bogarra	880	444	1,48	0,58	0,14	0,63	0,37
Paterna del Madera ⁽¹⁾	1133	605	1,03	0,64	0,19	0,32	0,18

$\bar{P}$, $\bar{C}_P$ y $\bar{D}_P$ son valores medios en mm, mg/L y g/m²/año, respectivamente.

⁽¹⁾ Periodo de estudio (oct/2008-sept/2009 y año 2014)

Integrando los valores de la recarga media con la intensidad y duración de la precipitación, las características topográficas y la altitud, la superficie de afloramiento de los materiales permeables, la capacidad de infiltración y retención de los materiales, la tasa de evapotranspiración, el tipo de vegetación y el uso del suelo, la superficie de la MASb se ha dividido en tres sectores, con base en determinadas diferencias entre ellos. Estos sectores son: Paterna, Alcadozo y Túnel-Trifillas (Figura 6.8). Los datos e información relevantes de cada sector se comentan a continuación y se indican en la Tabla 6.5.

Figura 6.6. Mapas de distribución regional de (A) Precipitación media (mm/año); (B) Deposición atmosférica media de cloruro (g/m²/año); (C) Concentración de cloruro en agua subterránea (mg/L).

Figure 6.7. Mapas de distribución regional de (A) Recarga media (mm/año); (B) Relación recarga/precipitación media (como %) en el acuífero carbonatado Jurásico de la MASb Alcadozo.

1. Sector Paterna: localizado al oeste y noroeste de la MASb. Climatológicamente presenta condiciones cercanas a un clima subhúmedo (CHS, 2014a). Los valores medios de recarga son notablemente más altos que en el resto del acuífero. La recarga media varía entre 64 y 243 mm/año, con una amplia distribución espacial de la fracción de recarga respecto a la precipitación, que oscila entre el 15 % y el 43 %. Esta elevada variabilidad coincide con una fuerte variación topográfica y de la precipitación (Figura 6.6A). La estructura hidrogeológica sugiere que la sucesión de pliegues y escamas que ponen en contacto los materiales permeables del Jurásico con los materiales impermeables del Triásico favorece la infiltración y descarga rápida del agua subterránea. Por otro lado, la complejidad tectónica genera incertidumbre en la definición de sus límites hidrogeológicos.

2. Sector Alcadozo: ocupa la parte central de la MASb. La recarga media oscila entre 19 y 123 mm/año y la fracción de precipitación que genera recarga varía entre el 6 % y el 27 %. Los valores más altos se producen cerca del borde N y NO del acuífero, donde la recarga media es mayor a 100 mm/año y la relación R/P alcanza el 22 %. Esto se atribuye a la presencia de materiales de recubrimiento más permeables en las zonas de procedencia de las muestras de agua subterránea analizadas. Por ello, determinadas condiciones de tipo local pueden llegar a controlar la variabilidad espacial de la recarga. Los materiales carbonatados del Jurásico (Dogger y Lías inferior) que afloran en áreas de montaña entre los 1050 y 1450 m s.n.m., con una permeabilidad más elevada, fueron sugeridos por IGME-CHS (2009) como las principales zonas de recarga de la MASb.

3. Sector Túnel-Trifillas: situado al este, es el sector más árido dentro de la MASb. La recarga media oscila entre 13 y 34 mm/año, con una pequeña variación espacial de la fracción de R/P entre el 4 % y el 9 %. El notable decrecimiento en la fracción de recarga se puede atribuir a varios factores: la existencia de un tipo de suelo extensamente más desarrollado, un patrón en los usos del suelo diferente y, especialmente, una considerable disminución de la precipitación.

Figura 6.8. Sectores acuíferos definidos en la MASb Alcadozo; límites de las cuencas y situación de los manantiales de Ayna y Liétor; situación de las estaciones de agua de lluvia y localización de los puntos utilizados para verificar el efecto ladera en la concentración de CI (S1, S2 y S3).

Se ha encontrado que existe una correlación más alta entre los valores de recarga media y la distancia (según dirección O-E) en los sectores de Paterna ($R^2=0,84$) y Túnel-Trifillas ($R^2=0,86$) que en el sector Alcadozo ($R^2=0,59$). Asimismo, se han observado diferencias significativas entre la tasa de recarga media en el sector occidental de Paterna ($R \approx 9$ mm/km) y en el resto de la MASb ($R \approx 1-3$ mm/km) (Figura 6.7A).

La incertidumbre mostrada en la Tabla 6.5, determinada por σ_R y CV_R , se calculó utilizando las ecuaciones (18) y (19) (ver en el siguiente Apartado

6.2.3). Teniendo en cuenta la incertidumbre de las variables utilizadas en el BMC, el valor de la incertidumbre en la recarga media estimada (σ_R) varía entre 4 y 59 mm/año y el coeficiente de variación (CV_R) varía entre 0,16 y 0,38. Los diferentes valores de incertidumbre obtenidos para los sectores de Paterna y Alcadozo pueden atribuirse a la variabilidad natural de la precipitación y del contenido de cloruro en el agua de recarga. Ambos componentes tienen rangos de variabilidad amplios en las dos zonas. En cambio, en el sector Túnel-Trifillas tienen un rango de variabilidad más estrecho, lo que se traduce en una menor incertidumbre. Este sector es el menos extenso y el más árido dentro de la MASb.

Los valores de recarga estimados previamente por Hornero (2010) y Hornero et al. (2013b) han sido recalculados de nuevo. Para mejorar las estimaciones se han incrementado las series temporales con datos climatológicos del periodo comprendido entre los años 2011 y 2014). Se han mantenido las 4 estaciones (Figura 6.8) para medir la precipitación y deposición atmosférica del ión Cl, pero se ha incrementado el periodo de control desde el año 2011 hasta el año 2014 (en la estación de Paterna del Madera solamente se han tomado datos durante el año 2014). Asimismo se ha incrementado de 34 a 40 el número de muestras para medir la concentración de Cl en el agua de recarga. Con ello se ha mejorado la confiabilidad de las estimaciones a partir de una red de muestreo de agua de lluvia de 1 estación por cada 125 km² (Figura 6.6A) y de una densidad de muestreo de Cl en el agua subterránea de 1 muestra por cada 12,5 km² (Figure 6.6C). Los intervalos de confianza obtenidos han sido consistentes con las estimaciones realizadas por otros autores en áreas hidrogeológicas similares (Alcalá y Custodio, 2014).

La recarga media total sobre los materiales permeables del Jurásico (calizas y dolomías) ha sido estimada para los tres sectores antes mencionados (Figura 6.8) utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG) (Tabla (6.5)). La recarga total estimada para el periodo 2011-2014 ha sido 5,44 hm³/año en el sector Paterna, 7,12 hm³/año en el sector Alcadozo y 1,01 hm³/año en el sector Túnel-Trifillas. Si la suma de estos valores se compara con los aportados por el último Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura (periodo 2016-2021; CHS, 2016) para el conjunto de la MASb, se observan algunas diferencias: la recarga total media estimada en esta tesis ha sido de 13,6 hm³/año para los límites y la superficie (unos 509 km²) de la MASb Alcadozo definidos en el anterior Plan Hidrológico (CHS, 2014), mientras que el actual Plan Hidrológico aporta un valor de 10,6 hm³/año para una superficie de 454 km² (superficie correspondiente a los límites oficiales actuales de la MASb; ver comentarios sobre este aspecto en el Capítulo 4). Si se tiene en cuenta que la disminución de la superficie se ha hecho a expensas de la zona oriental de la MASb, que es la más árida, la diferencia es algo mayor de lo justificable solamente por dicha disminución de superficie.

Teóricamente, es posible una subestimación del valor de recarga si las aguas subterráneas muestreadas contienen aportación de Cl procedente de la disolución de minerales (halita) contenidos en los sedimentos triásicos cercanos. Para minimizar este riesgo, las muestras de agua subterránea usadas para cuantificar la recarga se han seleccionado usando la relación molar Cl/Br (Alcalá y Custodio, 2008b) para descartar aquellas que podrían tener Cl de origen litológico.

Tabla 6.5. Superficie de recarga, recarga media anual, recarga total, coeficiente de recarga e incertidumbre en los tres sectores considerados en la MASb Alcadozo (ver Figura 6.8).

Sector	Área permeable (km ²)	Recarga media (mm/año)	Recarga media total (hm ³ /año)	R/P media (%)	σ_R (mm/año)	CV _R
Paterna	33,34	153	5,44	27	59	0,38
Alcadozo	152,63	48	7,12	12	17	0,35
Túnel-Trifillas	43,65	24	1,01	7	4	0,16

Incertidumbre estimada según σ_R (desviación estándar)

Por otro lado, se ha aceptado que el contenido de Cl de las muestras de agua subterránea procedentes de manantiales con una cuenca hidrogeológica extensa, y/o de pozos profundos, no está modificado significativamente respecto al aporte de la lluvia local como consecuencia de la mezcla de agua recargada a lo largo de la pendiente (efecto ladera) (Custodio, 2010). No obstante, se ha comprobado que las muestras de agua subterránea recogidas en el sector central y cerca de los límites S y E representan principalmente agua con la marca química de la recarga local. En el contexto del área de estudio, suponiendo un modelo de mezcla similar al modelo de flujo de tipo paralelo propuesto por Custodio (2010) y Custodio y Jódar (2016), la presencia de un notable contraste topográfico entre la zona montañosa (recarga preferente) y la zona de valle (descarga preferente), y que el origen del Cl del agua subterránea es representativo de la aportación atmosférica, los valores de C_R medidos en puntos seleccionados se han sometido a un test para determinar si podrían ser resultado de recarga distribuida a lo largo de una superficie grande (ladera). Con ello se ha pretendido aportar consistencia a los resultados de recarga obtenidos, que se basan en la hipótesis de que la recarga es local.

Se ha estimado la recarga anual media a diferentes distancias en tres puntos de muestreo: los puntos S1 y S2 corresponden a dos sondeos (Navazuela y El Mullidar) y el punto S3 corresponde al manantial de Ayna, con una importante cuenca de aportación (ver ubicación en Figura 6.8). Usando las ecuaciones (15) y (16), los valores de recarga obtenidos suponiendo recarga distribuida a lo largo de una ladera ($\bar{R}_B [C_R(x)]$) son muy similares a los estimados mediante el balance de la deposición atmosférica de ión Cl suponiendo recarga local ($\bar{R}_B [CMB]$) (Tabla 6.6). Este resultado es consistente con la hipótesis de que la concentración de Cl de las muestras de agua subterránea es representativa de la aportación atmosférica de la recarga local, por tanto, una sobreestimación de la recarga media estimada para el conjunto de la MASb mediante el BMC es poco probable.

Tabla 6.6. Valores estimados de recarga media asumiendo que las muestras de agua subterránea son mezcla de diferentes líneas de flujo y aplicando el modelo de recarga en ladera con flujo paralelo.

Punto	$C_R(x)$ (mg/L)	X (km)	L (km)	D_{PT} (g/m ² /año)	D_{PB} (g/m ² /año)	R_T (BMC) (mm/año)	$R_B [C_R(x)]$ (mm/año)	R_B (BMC) (mm/año)
S1 ⁽¹⁾	12	12,5	4,5	0,65	0,60	70	41	48±17
S2 ⁽¹⁾	16	16,7	4,5	0,65	0,60	70	27	30±10
S3 ⁽²⁾	22	26,0	4,5	0,65	0,60	70	19	23±3

S1-S2-S3: puntos/muestras consideradas en el test (ver localización en Figura 6.8); $C_R(x)$: concentración de Cl según la distancia con respecto a la divisoria de aguas; X: distancia entre el punto de muestreo y la divisoria de aguas; L: distancia entre el límite de la parte alta del área de recarga (montaña) y la parte baja del área de recarga (llano); $\bar{D}_{PT}$ y $\bar{D}_{PB}$: deposición atmosférica media en la parte alta del área de recarga (montaña) y área de recarga local (llano); $\bar{R}_T$ (CMB) y $\bar{R}_B$ (CMB): valor de recarga media estimada en la parte alta del área de recarga (montaña) y área de recarga local (llano) mediante BMC, los valores de R_B (CMB) son dados como $X \pm \sigma$, siendo X la magnitud y σ su desviación estándar; $R_B [C_R(x)]$: valor de recarga media estimada según C_R en cada punto de muestreo seleccionado. ⁽¹⁾ Representativa del sector Alcadozo; ⁽²⁾ Representativo del sector Túnel-Trifillas (ver Figura 6.8).

6.2.3. Evaluación de la incertidumbre y análisis de sensibilidad

La evaluación de la incertidumbre asociada a los parámetros involucrados en la estimación de la recarga depende de si estos parámetros han sido medidos en campo, se han estimado utilizando modelos empíricos o se han tomado a partir de datos tabulados. En este estudio se ha cuantificado la incertidumbre global de los valores de recarga de agua subterránea calculados mediante los modelos BAS y BMC considerando la propagación del error estadístico de cada variable (Berthoeux y Brown, 1994). La ecuación general utilizada para estimar dicha incertidumbre corresponde a la expresión que permite calcular la varianza de la recarga:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^k \left(\sigma_{Xi} \frac{\partial f}{\partial Xi} \right)^2 \quad (17)$$

donde Xi es cada una de las i variables (desde 1 hasta k) utilizadas para calcular la recarga media y σ_{Xi} es la desviación estándar de cada variable, aceptando que están distribuidas normalmente.

La incertidumbre global de los valores de $\bar{R}$ estimados a través de BMC se obtiene considerando la desviación estándar (σ) de los términos incluidos en la Ec. (14):

$$\sigma_R^2 = (\sigma_{D_P}^2 + \sigma_{D_E}^2 + R^2 \times \sigma_{C_R}^2) / C_R^2 \quad (18)$$

Esta incertidumbre puede ser expresada en términos de coeficiente de variación (CV) según la siguiente expresión:

$$CV_R = \sigma_R / \bar{R} \quad (19)$$

Según Alcalá y Custodio (2015), CV_R puede cambiar notablemente debido a la longitud de las series temporales necesarias para alcanzar condiciones estacionarias comparables. En este estudio se han usado periodos de 7 y 5 años para los modelos BAS y BMC, respectivamente.

La incertidumbre de los valores de $\bar{R}$ obtenidos mediante el código Visual Balan está relacionada con los parámetros utilizados en la modelación y sus condiciones. En estudios comparables (Jiménez-Martínez et al., 2010; Raposo et al., 2012) la incertidumbre fue estimada considerando como criterio la sensibilidad relativa de los parámetros en la estimación de la recarga, definida de la siguiente manera:

$$\frac{AS}{CP} = \frac{|C_s - C_b|/C_b}{|P_s - P_b|/P_b} \quad (20)$$

donde AS es el cambio relativo en el valor de recarga y CP es el cambio relativo de una variable o parámetro dado con respecto al valor calibrado. P_s y P_b son los valores de las variables utilizadas en el análisis de sensibilidad y sus valores calibrados respectivamente; C_s y C_b son los valores de recarga calculados en el análisis de sensibilidad y después del proceso de calibración respectivamente. Este criterio permite evaluar los efectos de las perturbaciones en el valor de recarga calibrado. La magnitud de la perturbación se fija de acuerdo a rangos razonables con respecto a los datos originales. En este trabajo la perturbación máxima ha oscilado entre -50% y +50% con respecto a los valores originales.

6.3. Comparación de los valores de recarga obtenidos con distintos métodos e intervalos de confianza

En general, los valores de recarga media calculados con ambos métodos (BAS y BMC) son bastante consistentes. En particular, en el sector Alcadozo que es el más extenso y donde se encuentran localizadas las cuencas de los manantiales de Ayna y Liétor, las estimaciones mediante BAS de la recarga media, la relación entre la recarga y la precipitación R/P y la incertidumbre estimada para los valores de recarga media son razonablemente similares a las tasas de recarga media regionalizada estimadas mediante BMC (ver tablas 6.2 y 6.5; Figura 6.9).

El coeficiente de variación (CV) estimado para los valores de recarga media en las cuencas de Ayna y Liétor es de 0,36 y 0,49, respectivamente. El CV de los valores de recarga obtenidos mediante BMC para el conjunto de la MASb oscila entre 0,16 y 0,38. Los valores obtenidos mediante BAS en ambas cuencas son consistentes con la distribución regional del CV obtenida con BMC. Además, las diferencias son coherentes con el hecho de que el periodo de control correspondiente a los caudales de agua subterránea obtenidos en los manantiales ha sido más corto que el periodo utilizado para determinar los contenidos de CI en la MASb. La serie temporal de caudales medidos en los manantiales puede reflejar la variabilidad de la recarga ante precipitaciones anuales similares (ver Figura 6.3), mientras que el contenido de CI medido en los sondeos y manantiales refleja condiciones promedio en el agua subterránea debido a que se acepta que el acuífero está en condiciones estacionarias. En

cualquier caso, los resultados e incertidumbres obtenidas se consideran dentro de los rangos normales en áreas de tipo semiárido.

Figura 6.9. Comparación de los valores de recarga media (mm/año) obtenidos mediante BAS y BMC en las cuencas de los manantiales principales y sectores definidos en la MASb Alcaidozo. Las incertidumbres se indican mediante barras de error.

6.4. Balance hídrico de la MASb Alcaidozo

El balance hídrico de los tres sectores diferenciados en la MASb Alcaidozo se ha calculado a partir de los valores de los términos del balance: entradas por infiltración de agua de lluvia estimados mediante BMC (y apoyados en los resultados obtenidos mediante BAS, apartados 6.2.1.1 y 6.2.2.1) y salidas por descarga concentrada en manantiales, explotación por bombeo, descarga difusa al río Mundo y filtración de aguas subterránea al túnel de Talave (ver Apartado 4.5). En alguno de los términos considerados, además de la información recogida en los apartados citados los valores asignados han sido complementados con los trabajos de campo y de gabinete descritos en diferentes capítulos de la tesis y en la información aportada en el Capítulo 7.

La hipótesis de partida era que la MASb está en condiciones naturales, ya que aunque hay bombeo de agua subterránea, caudales pequeños y puntuales en el sector central y explotación más intensa en la época estival cerca de su límite E, el flujo subterráneo no se ve alterado significativamente. De hecho, si se comparan las cotas de los niveles piezométricos medidos en las diferentes campañas del periodo 2009-2013 la correlación que se obtiene es muy alta ($R^2=0,99$). Por tanto, no se ha observado variación de almacenamiento de agua subterránea a largo plazo. La similitud entre los valores estimados de recarga media (entradas) y los valores medidos de descarga natural y/o antrópica (salidas) es consistente con la hipótesis de que la MASb se encuentra en régimen estacionario y da apoyo a la misma.

No obstante, en el sector Paterna se observa una notable diferencia entre la recarga media total y la descarga total estimada en contraste con los otros dos

sectores, donde los valores de entrada y salida son bastante consistentes entre sí (Figura 6.10). La causa principal podría ser que en esa zona existe una mayor incertidumbre en la estimación de la recarga (véase la Tabla 6.5). Esto se podría deber a que el periodo de control para obtener valores de CI en el agua de precipitación en la estación de Paterna ha sido de 2 años, en comparación con los 5 años de control en las estaciones de Bogarra, Liétor y Fontanar de las Viñas. Aunque todas las estaciones han sido utilizadas para estimar los valores de deposición atmosférico de Cl a escala regional, los valores considerados en el sector Paterna podrían estar sesgados, afectando a los cálculos de estimación de la recarga, debido a la influencia de los valores de C/P procedentes de la estación de Paterna en los cálculos. En contraposición con esta hipótesis, cabe indicar que este sector presenta los valores de precipitación media más altos y que la complejidad de la estructura hidrogeológica abre posibles vías de transferencia de agua mediante salidas laterales a otros acuíferos en contacto con la MASb y/o descarga a cauces, además de las descargas efímeras por manantial de difícil cuantificación, lo que implicaría que su balance hídrico estuviese equilibrado, tal y como se sugiere en el balance tentativo que se muestra en la Figura 6.10.

Figura 6.10. Balance hídrico en los tres sectores definidos en el acuífero Jurásico de la MASb Alcadozo (ver Figura 6.8). Los principales términos del balance y sus valores están indicados. R: recarga media estimada mediante BMC; D_M : descarga de agua subterránea por manantial (permanente o temporal); D_C : descarga de agua subterránea a cauces/arroyos; D_L : descarga lateral de agua subterránea a MASb Pliegues Jurásico (PJ); D_{RM} : descarga de agua subterránea al río Mundo; D_{TT} : filtración de agua subterránea al túnel de Talave; D_S : bombeo de agua subterránea; valores de R, D_{RM} y D_{TT} se indican como $X \pm \sigma$, siendo X la magnitud y σ su desviación estándar.

CAPÍTULO 7. EL PAPEL DEL TÚNEL DE TALAVE EN EL FUNCIONAMIENTO DE LA MASb ALCADOZO

7. EL PAPEL DEL TÚNEL DE TALAVE EN EL FUNCIONAMIENTO DE LA MASb ALCADOZO

7.1. Origen y justificación del túnel. Marco administrativo

La MASb Alcadozo presenta una singularidad relacionada con la presencia del túnel de Talave. Es una infraestructura hidráulica construida dentro del tramo IV del Acueducto Tajo-Segura (ATS) entre los años 1969 y 1978, aunque su finalización total se concretó en el año 1981 tras la realización de algunas obras menores. Esta infraestructura se realizó con el fin de superar una zona de orografía moderada (Sierra de Hellín, Albacete), divisoria entre las cuencas de los ríos Júcar y Segura y situada unos kilómetros antes de llegar al embalse de Talave. Este embalse está localizado en la cuenca del Segura, tiene una capacidad de 35 hm³ y regula los volúmenes de agua trasvasados desde la cuenca del río Tajo a la del Segura, así como los procedentes del río Mundo. El túnel de Talave es considerado la obra principal dentro de las infraestructuras que fueron construidas para el transporte y distribución del agua a través del ATS, y se puede catalogar como la obra más compleja de todo el ATS (Pérez Crespo, 2009). Hay que destacar que en su momento se convirtió en el túnel de mayor longitud de Europa Occidental (Sandoval, 1989).

El ATS tiene una dilatada historia que comienza en el año 1902 a través del Plan General de Canales de Riego y Pantanos. En este Plan se empezó a diseñar el mapa de infraestructuras hídricas que pretendía reequilibrar los recursos disponibles entre las diferentes cuencas hidrográficas de España. Este Plan sufrió diferentes modificaciones, pero terminó fracasando. A partir de aquí, y dado que era una prioridad diseñar y dotar al país de un esquema hídrico equilibrado basado en las expectativas de demanda de agua existentes, se elaboró el Plan Nacional de Obras Hidráulicas (1933) y el Plan General de Obras Hidráulicas (1940), ambos considerados antecedentes directos del trasvase Tajo-Segura. Estos planes fueron el punto de partida de una etapa reciente en la política hidráulica en España en la que los trasvases y su problemática han tenido un papel significativo (San Martín González, 2011). Posteriormente, en el año 1967 se llegó al acuerdo más relevante relacionado con la construcción del túnel de Talave, que es la aprobación final del trasvase en el marco del II Plan de Desarrollo Económico y Social, basado en el “Anteproyecto General de Aprovechamiento Conjunto de los Recursos Hidráulicos del Centro y Sureste de España. Complejo Tajo-Segura” (MOP-DGOH-SGOP, 1967). Tras un periodo de información pública se redactaron los proyectos de ejecución del Trasvase. En 1969 empezaron las obras y, entre éstas, la ejecución del túnel de Talave. Diez años después terminaron las obras, con varios años de retraso sobre la estimación inicial prevista de 1972 debido a dificultades técnicas relacionadas con la estructura geológica atravesada y a las filtraciones de agua subterránea (“Por la geografía del acueducto”, ABC, 8 de abril de 1970, <http://www.hemeroteca.abc.es>). El túnel entró en funcionamiento el 31 de marzo de 1979, conduciendo hasta el embalse de Talave 5 hm³ de agua (Pérez Crespo, 2009). Después de algunas pruebas y ensayos, el 15 de agosto de 1981 el Trasvase Tajo-Segura empezó a funcionar con normalidad.

El ATS conecta los embalses de Bolarque y La Bujeda (río Tajo) con el embalse de Talave (río Mundo). El acueducto está dimensionado para trasvasar 33 m³/s, lo que representa unos 1040 hm³/año como volumen

máximo trasvasable. La distancia desde la central reversible de Bolarque hasta la salida del túnel de Talave es de 286 km (Figura 7.1).

Figura 7.1. Perfil longitudinal del Acueducto Tajo Segura entre los embalses de Bolarque (río Tajo) y Talave (río Mundo). El túnel de Talave está comprendido en su tramo IV. (Fuente: Sandoval, 1989).

Desde el punto de vista administrativo, el Área del Trasvase Tajo-Segura (ATTS) que pertenece a la Confederación Hidrográfica del Tajo es la encargada de la gestión técnica y económica de la explotación de la infraestructura hidráulica. Gestiona y controla la parte correspondiente al tramo de conducción desde la toma en el río Tajo hasta el desagüe en el embalse de Talave.

7.2. Problemática constructiva relacionada con el túnel

La construcción del túnel de Talave tuvo una serie de complicaciones de carácter hidrogeológico que afectaron al desarrollo normal de la obra. En el anteproyecto inicial (MOP-DGOH-SGOP, 1967) se señalaban los tramos donde se podrían producir las filtraciones de agua subterránea durante su ejecución y se advertía de que éste sería el principal problema a superar desde el punto de vista constructivo. En el análisis previo de la estructura geológica a perforar se indicaban los tramos potencialmente más desfavorables debido a la litología y a la tectónica. Por tanto, en su diseño y en la medida que permite una obra de tipo lineal, se planteaba el trazado más idóneo teniendo en cuenta principalmente dos aspectos: la previsible situación del nivel piezométrico con respecto a la cota del túnel (carga hidráulica) y la complejidad estructural determinada por la presencia de fallas y discontinuidades que podían afectar al desarrollo del trabajo. Los sucesivos “reformados” del anteproyecto, los proyectos complementarios y la ejecución de un mayor número de sondeos de investigación (Figura 7.2) trataron de ir solucionando progresivamente, y de manera simultánea a la ejecución de la obra, los problemas técnicos en los tramos más conflictivos, debidos fundamentalmente a las diferencias encontradas con la estructura hidrogeológica prevista y, sobre todo, a la

presencia significativa de agua subterránea (por ejemplo, en la variante de la falla de “La Gloria”) (MOP-DGOH-SGOP, 1983).

Figura 7.2. Sondeos de investigación realizados en el tramo más problemático del trazado del túnel de Talave (SE de Peñas de San Pedro -al fondo- sobre la variante de la falla de La Gloria). (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).

En MOP-DGOH-SGOP (1967) ya se advertía sobre los riesgos si se atravesaban las formaciones carbonáticas (calizas, dolomías y calizas dolomíticas) del Jurásico Inferior (Lías inferior) y Superior (Dogger-Malm) por debajo del nivel freático (zona saturada). Esto motivó que se diseñara el trazado atravesando en la medida de lo posible el Jurásico Medio (margocalizas y calizas margosas) y la zona no saturada del Jurásico Superior. En los primeros 7 km del trazado del túnel (sector N, en La Mancha) se preveía que el nivel piezométrico del Jurásico Superior, aproximadamente 695 m s.n.m., quedase unos metros por debajo del túnel, y que la superficie piezométrica estuviese casi horizontal como consecuencia de la elevada transmisividad de las dolomías, información deducida a partir de los sondeos y ensayos realizados. A unos 2 km al sur del pozo de acceso nº 2 previsto (Figura 7.3) y en un tramo de unos 2 km de longitud se preveía que la traza del túnel estuviera próxima al muro del Jurásico Superior. Sin embargo, sorprende que no se realizara ningún sondeo de investigación, a pesar de los previsibles problemas hidrogeológicos (zona saturada) que podrían surgir. Este potencial riesgo lo minimizaron indicando que los caudales que se iban a encontrar no serían abundantes al estar drenada la estructura por el Este, argumento poco convincente y no demasiado justificado. Asimismo, también preveían problemas similares en otros tramos hasta el final de la obra (Figura 7.4). Este riesgo lo justificaban en base a un aumento de los niveles carbonatados en el Jurásico Medio y en que los posibles cambios de potencia y litología sugerían una mayor probabilidad de encontrar tramos saturados.

Figura 7.3. Perfil longitudinal previsto en las inmediaciones del pozo de acceso nº 2 al túnel de Talave. (Fuente: anteproyecto general MOP-DGOH-SGOP, 1967).

Figura 7.4. Corte geológico esquemático entre los pozos nº 4 y nº 5 y el sondeo Rebollar del túnel de Talave, donde se preveían dificultades relacionadas con la presencia de varios cabalgamientos e importantes cargas hidráulicas (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983).

Cuando comenzó la obra en el año 1969, la tecnología de perforación de túneles había avanzado notablemente con la incorporación de la TBM (Tunnel Boring Machine, topo o minador a sección completa) "Robbins" (Figura 7.5). Esta máquina de cabezal rotativo tenía unos rendimientos excelentes en roca dura y, basado en los estudios geotécnicos previos (MOP-DGOH-SGOP, 1967), fue seleccionada para perforar el túnel. Se llegaron a utilizar 3 tuneladoras similares. Además se empleó otro tipo de maquinaria de perforación (p.e. Jumbos Secoma) y explosivos para atacar los frentes. La perforación transcurrió con normalidad, realizando los desagües y entibaciones oportunas, hasta que la máquina tuvo que atravesar un tramo constituido principalmente por materiales margo-arcillosos saturados en agua y con un comportamiento plástico, posiblemente del Jurásico Medio, lo que produjo que la cabeza circular quedase paralizada. Las soluciones de salvamento, entre

éstas la congelación del tramo para endurecerlo y así poder seguir perforando (Pérez Crespo, 2009) no dieron resultado, demorando la obra varios meses y poniendo en peligro su terminación, ya que era el elemento clave dentro del trazado del ATS. En el planteamiento inicial (memoria y perfiles geológicos) no se indicaba suficientemente la posibilidad de encontrar un problema tan grave en este tramo (Figura 7.6), aunque sí se exponían algunas limitaciones y dificultades que habría que superar en algunos tramos dependiendo de la posición del túnel con respecto a la cota piezométrica. Finalmente, después de unos meses de trabajos poco fructíferos la solución fue incorporar una nueva máquina que completase la finalización del túnel.

Figura 7.5. Detalle de la tuneladora “Robbins” utilizada en la construcción del túnel de Talave. (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).

7.2.1. Complejidad jurídica relacionada con el túnel

Este apartado pretende poner de manifiesto la necesidad de considerar adecuadamente la interacción acuífero-túnel no solamente desde los aspectos estrictamente hidrogeológicos, sino también desde la perspectiva de considerar los posibles efectos diferidos en el tiempo, a veces no evaluados suficientemente pero que son importantes en la gestión a medio y largo plazo de los recursos hídricos de una cuenca y/o de un territorio (ver Capítulo 1). El caso de estudio del túnel de Talave ha producido actuaciones jurídicas ligadas al impacto hidrogeológico que supuso su construcción y cuyos perjuicios están siendo compensados con un horizonte que alcanzará el año 2033.

Desde su origen existe una importante problemática hídrica vinculada a la construcción del túnel. Las filtraciones de agua subterránea a lo largo de su trazado han trascendido al ámbito jurídico. Esta situación comenzó ya en su

planificación, dada la enorme controversia que suscitó la obra. Hay que destacar que durante el periodo de información pública (año 1968) se presentaron más de 85000 alegaciones, muchas de éstas basadas en el impacto negativo que se preveía iba a tener la construcción del túnel sobre los acuíferos. Uno de los argumentos principales giraba en torno a las filtraciones de agua subterránea que se producirían en el tramo comprendido dentro de la provincia de Albacete, y que serían aprovechadas exclusivamente por los regantes de la Región de Murcia. En su momento se le denominó “trasvase encubierto” por parte de los habitantes y políticos de Castilla-La Mancha, término que aún se mantiene.

Figura 7.6. Perfil longitudinal previsto en las inmediaciones de la zona más problemática (falla de La Gloria) del túnel de Talave. La estructura geológica no presenta una especial complejidad (fallas o discontinuidades) y el trazado del túnel atraviesa el tramo medio del Jurásico. (Fuente: anteproyecto general MOP-DGOH-SGOP, 1967).

En una zona de agricultura intensiva (Llanos de Albacete), las consecuencias de índole económica derivadas de no disponer de esos recursos hídricos considerados como “propios” llevaron al Estado a adoptar medidas para compensar los caudales filtrados al túnel que llegan posteriormente al embalse de Talave (ver Figura 7.1). Debido a esta problemática social, y dado que parte del territorio atravesado por el túnel en la provincia de Albacete está ocupado por importantes zonas de regadío, por resolución del Ministerio de Obras Públicas, de 23 de marzo de 1993, se autoriza a la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha (JCCM) a derivar agua del ATS con destino a la mejora de riegos en la zona de Los Llanos de Albacete como compensación por las aguas subterráneas que se filtran en el túnel de Talave. Previamente, por resolución de la Administración hidráulica, ya se dispuso que la compensación (o devolución) de los caudales subterráneos filtrados al túnel se haría mediante

re-dotación y ampliación de dos zonas regables del antiguo IRYDA, situadas una de ellas en la cuenca del Júcar (zona regable de Los Llanos) y otra en la cuenca del Segura (zona regable de Hellín), correspondiendo el 40 % a la primera y el 60 % a la segunda. El volumen anual a derivar se cuantificó en 7,7 hm³, revisable cada 5 años teniendo en cuenta la probable variación de los caudales filtrados. Pasado el segundo quinquenio, se revisó la autorización otorgada a la JCCM y el Ministerio de Medio Ambiente, por resolución de 24 de julio de 2002, redujo el volumen a derivar a 4,715 hm³. Esto ocasionó que diferentes comunidades de regantes, entre estas la Junta Central de Regantes de la Mancha Oriental, presentasen de forma conjunta una impugnación de la resolución con el fin de que dicha cantidad no fuese modificada y se considerasen, dentro de los volúmenes asignados inicialmente a la zona de Hellín, aquellos que aún no habían sido utilizados por no disponer de las infraestructuras adecuadas. Este recurso fue resuelto acordándose modificar la resolución en el sentido siguiente: *“El volumen de agua a derivar con destino a dicha mejora de riegos será de 6,444 hm³ compensando...”*. El Sindicato Central de Regantes del ATS (SCRATS) discrepó de dicha resolución invocando distintos motivos, y presentó un recurso contencioso administrativo ante la sala de lo Contencioso-Administrativo de la Audiencia Nacional. Finalmente, dicho recurso fue desestimado en el año 2006, permaneciendo el volumen de compensación establecido en la Orden Ministerial. La cifra actualmente vigente de 6,444 hm³ queda repartida de la siguiente manera: 4,165 hm³ le corresponden a la zona de Hellín y 2,200 hm³ a Los Llanos de Albacete.

7.3. Geometría y características constructivas del túnel

El trazado comprende casi 32 km de longitud (ver Figura 7.1) y es el más largo de los existentes en el conjunto de obras del trasvase (Ley 21/1971, de 19 de junio, sobre “Aprovechamiento conjunto Tajo-Segura”). Entre sus elementos singulares hay que destacar que la sección excavada está cerca de los 20 m² y que el túnel tiene un diámetro útil de 4,20 m (Figura 7.7). La cota de entrada está a 696,5 m s.n.m., la cota de salida se encuentra a 655,0 m s.n.m. y presenta una pendiente media de 0,131 %. La capacidad máxima en régimen libre alcanza los 33 m³/s, con una velocidad media de 2,60 m/s y con resguardo suficiente para evitar desbordamientos si trabaja en carga. Funciona en régimen libre gracias a un cuenco tranquilizador situado aguas arriba de la embocadura. Tiene un aforador en la boca de entrada que controla volumétricamente las entradas de agua del propio TTS y las pérdidas en el Tramo III, comparando los caudales medidos en el aforador de El Picazo (aguas arriba), una vez deducidas las derivaciones de la toma de Los Llanos de Albacete. Asimismo, existe un doble aforador a la salida del túnel. El primer aforador (boca de salida; Figura 7.8) controla el volumen total de agua que sale del túnel, es decir, agua de trasvase más las filtradas dentro del túnel, suponiendo estas últimas una pequeña cantidad si se considera el volumen total. El segundo aforador (Figura 7.8) está localizado en el canal de derivación construido en la margen derecha del túnel. Este aforador se diseñó para cuantificar las filtraciones de agua subterránea dentro del túnel (MOP-DGOH-SGOP, 1982a). Consta de dos secciones rectangulares de 1,5 m y 3,5 m de ancho, dimensionadas para un caudal máximo de 1000 L/s y 5000 L/s respectivamente. A este punto de aforo tan solo llega, a través de un sumidero situado a la salida del túnel con capacidad de desagüe de 5 m³/s, el agua que

descarga al túnel en periodos en los que no hay trasvase y que, por tanto, es exclusivamente de origen subterráneo.

Figura 7.7. Detalle de la boca de entrada al túnel de Talave (imágenes superiores) en Los Anguijes y de la boca de salida antes del embalse de Talave (imágenes inferiores). Se muestra el canal de entrada (La Fuensanta) al cuenco tranquilizador antes de la embocadura al túnel (foto superior izquierda) y la sección de entrada (foto superior derecha); la boca de salida, con detalle de la estación de aforo del ATS (foto inferior izquierda) y la sección circular desde el interior del túnel (foto inferior derecha). El agua que se observa en el interior y exterior del túnel en las imágenes inferiores corresponde a las filtraciones al mismo el día 29/10/2014. (Fotos del autor de la tesis).

El túnel atraviesa la sierra de Hellín por una zona de mínimo espesor. Aun así, su montera a unos pocos centenares de metros de la entrada ya supera los 100 m, llegando a alcanzar los 320 m en su parte central. En la mayor parte de la conducción la sección va revestida de hormigón en masa (Figura 7.7), aunque las dificultades durante la perforación agravada por la compleja estructura geológica y las importantes filtraciones de agua motivaron el armado y blindaje de algunos tramos.

Figura 7.8. Detalle del aforador situado en el canal principal (izquierda) y del aforador situado en el canal derivado del principal (derecha) a la salida del túnel de Talave. En este último se cuantifica exclusivamente el agua subterránea filtrada en el interior del túnel en los periodos en los que no hay trasvase. (Fotos del autor de la tesis).

7.4. Geología del túnel

En este apartado se describe el perfil geológico e hidrogeológico del túnel a partir de la lectura del documento de síntesis geológica realizado por MOP-DGOH-SGOP (1983). La descripción se ha realizado dividiendo el túnel en cuatro tramos. Esta información sirve como punto de partida del análisis de la problemática hidrogeológica en el entorno de la obra. Previamente a la misma se ha incorporado una breve descripción del marco geológico regional.

7.4.1. Marco geológico regional

La zona del túnel está caracterizada por la confluencia de dos grandes dominios tectónicos, la cobertera tabular de la Meseta y el Prebético del SE peninsular (Figura 7.9).

- La Meseta, al N, aparece representada por sedimentos terciarios y cuaternarios, que se sitúan discordantes sobre materiales más antiguos.
- El Prebético, al S, aflora de forma neta en el entorno del túnel, más concretamente el denominado Prebético Externo (Fallot, 1948). Se caracteriza por el afloramiento de sedimentos mesozoicos y cenozoicos; los materiales triásicos son escasos. Desde el punto de vista tectónico, de N a S se diferencian las siguientes unidades:
 - Prebético Externo, donde los sedimentos adquieren mayor espesor. Se diferencian dos dominios estructurales distintos, uno al N-NO caracterizado por el apilamiento de escamas tectónicas y otro, más al S, caracterizado por una evolución de escamas hacia cabalgamientos, pliegues y fracturas. Por esta zona discurre gran parte de la traza del túnel.
 - Prebético Interno, en el que predomina una tectónica de pliegues con vergencia hacia la Plataforma, cabalgada por el dominio Subbético en la parte S.

La zona de Plataforma y el Prebético Externo definen el denominado “Arco Cazorla-Hellín-Yecla”, de dirección NO-SE.

En la Figura 7.10 se muestra una síntesis de las características litológicas más relevantes de las formaciones geológicas localizadas en el entorno del túnel.

Figura 7.9. Esquema tectónico regional del entorno del trazado del túnel de Talave. (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983). El túnel queda dentro del recuadro punteado.

CRONOLOGÍA		DIVISIONES LITOLÓGICAS		ESPESOR	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	PARTICULARIDADES	
CUATERNARIO	{	Formaciones eluviales		0-10 m	Cantos rodados sueltos y brecha dolomítica de cemento calcáreo, costra calcáreo-arcillosa		
		Formaciones aluviales		0-10 m	Gravas heterogéneas, depósitos arcillo-sabulosos.		
PLIOCENO		Continental		0-140 m	Lodolita oscura con lentejones de conglomerado	Fuertemente discordante	
MIOCENO	{	VINDOBONIENSE	Mioceno marino regresivo y continental	0-200 m	Arenisca, marga arenosa, hiladas de conglomerado, arcilla, lodolita conglomerática	Localmente acuífero. Discordante y afectado por tectónica	
		BURDIGALIENSE	Mioceno marino	0-100 m	Caliza organodetrítica, arena sabulosa, conglomerado de cantos rodados con cemento de arcilla	Discordante y plegado, su edad puede remontarse al Aquitaniense	
CRETÁCICO	{	SENONIENSE		15 m	Calizas microcristalinas blancas con rudistas y margocalizas con silex	Nivel guía	
		CENOMANIENSE-TURONIENSE		50 m	Margas arenosas	Edad aproximada	
		ALBENDIENSE-WEALDIENSE		60-100 m	Arcilla abigarrada en la base, arena y grava cuarcítica	Ligeramente discordante	
		INFRA-CRETÁCICO		40-160 m	Calizas, caliza oolítica, brecha, dolomía de facies petrográfica variable, caliza dolomítica	Acuífero en diferentes grados	
					55-70 m	Nivel superior, dolomía arcillosa tableada con capas de arcilla	En la zona central es más arcilloso
JURÁSICO	{	MALM (*)	{	superior			
				inferior			
		DOGGER		tramo medio	30 m	Nivel medio, caliza dolomítica, caliza y dolomía tableadas	Con arcilla en ciertos lugares
		LIÁSICO	{	superior	120 m	Nivel inferior, arcilla y marga oscura, caliza y dolomía	Con arcilla yesífera y yeso localmente. En el sector Fontanar muy dolomítico
					140 m	Caliza dolomítica, dolomía roja	Geotécnicamente bueno, pero posible acuífero
inferior				tramo inferior			
TRIÁSICO		KEUPER		> 150 m	Arcilla yesífera		

Figura 7.10. Cuadro resumen de la descripción litológica de las formaciones geológicas existentes en el entorno del túnel de Talave. Se indica el espesor de cada formación y ciertas características relacionadas con la estructura y la presencia de agua subterránea. (*) La presencia del Malm no queda suficientemente justificada ante la inexistencia de fósiles que permitan una adecuada datación. Por ello, el Jurásico Superior está representado regionalmente por el Dogger (IGME, 2014). (Fuente: elaborado por el autor con la información tomada de MOP-DGOH-SGOP, 1983).

EDAD	TRAMO	COLUMNA	LITOLOGÍA	OBSERVACIONES
PALEOGENO?			Calizas negras Margas con sílex	Fractura concoidea
TURONENSE	C. SUPERIOR (CS)		Calizas más calizas Margocalizas más arenosa	Moldes de fósiles inclasificables
CENOMANENSE				
ALBENSE	C. INFERIOR (Ab)		Arenas y gravas cuarcíticas Nivel calizo Arcillas abigarradas	Restos fósiles de difícil clasificación No siempre, 8 m. de potencia Nódulos de limonita y yeso
WEALDENSE				
Infracretácico	Jurásico super.		Calizas	

EDAD	TRAMO	COLUMNA	LITOLOGÍA	
INFRACRETÁCICO	SUPERIOR		CARBONATADO caliza ; calizo-dolomía , dolomía	DOLOMITIZACIÓN SINDIAGENÉTICA HOMOGÉNEA
MALM SUP.				
MALM INF. (*)	MS		ARCILLOSO-DOLOMITICO-MARGOSO arcillo dolomítico	
DOGGER	MM		calizo-dolomítico	DOLOMITIZACIÓN SINDIAGENÉTICA HOMOGÉNEA
LIAS SUP.	MI		arcillito-arcillito yesífero calizo-dolomía arcilloso arcilla salífero	
LIAS INFERIOR	INFERIOR		CARBONATADO caliza dolomítica dolomía rajiza, masiva oquerosa	

Figura 7.11. Litología detallada correspondiente al Jurásico, tránsito Jurásico-Cretácico y Cretácico. (*) La presencia de materiales del Malm (Jurásico Superior) no queda suficientemente justificada ante la inexistencia de fósiles que permitan una adecuada datación. El Jurásico Superior está representado regionalmente por el Dogger (IGME, 2014). (Fuente: MOP-DGOH-SGOP, 1983).

7.4.2. Perfil geológico e hidrogeológico del túnel

En la descripción del perfil geológico se incide sobre todo en la relación del túnel con las formaciones permeables atravesadas. Los cuatro tramos que se describen a continuación están indicados en la Figura 7.12; sus límites (en km) se refieren a la boca N.

Tramo I (km 0,0 hasta km 6,05). La boca de entrada está excavada en materiales del Plio-Cuaternario, pero en pocos metros se pasa a los materiales carbonatados del Jurásico Superior. En los 5 km iniciales no hay problemas hidrogeológicos, aunque gran parte de las cotas del techo y el muro del Jurásico Superior estén por encima de la cota del túnel. El tramo corta principalmente materiales del Jurásico Medio. La cota del túnel cerca de la boca de entrada está aproximadamente 50 m por encima del nivel piezométrico. A partir del km 5 el túnel atraviesa el Jurásico Inferior (Lías), cuyo nivel piezométrico no se referencia claramente, sin que se produzcan problemas de filtración de agua.

Tramo II (km 6,05 hasta km 14,90). Se cortan formaciones permeables saturadas, en numerosas ocasiones con niveles muy por encima de la cota del túnel (entre 100 y 240 m mayores). Están asociadas al Jurásico Superior y Medio. Los niveles piezométricos que se refieren en el informe de síntesis corresponden a formaciones y fechas distintas. La relación de cotas es confusa y estas no son coherentes entre sí. Todo sugiere que los acuíferos atravesados corresponden al Jurásico Medio y, sobre todo, al Jurásico Inferior, que es afectado en gran longitud y cuyos niveles, aunque no se refieren en el texto, están muy por encima de la cota del túnel (nivel piezométrico máximo de 900 m s.n.m.) Los problemas hidrogeológicos y geotécnicos más graves se dieron en dos zonas, La Gloria (aproximadamente km 13) y El Pinar (aproximadamente km 15). En la primera, el túnel atraviesa una zona milonitizada extensa ligada a un cabalgamiento del Jurásico Superior (nivel piezométrico aproximado de 935 m s.n.m.) sobre arenas cretácicas del Albiense (nivel piezométrico cercano a los 880 m s.n.m.). En la segunda el túnel atraviesa fundamentalmente el Jurásico Inferior, con abundante presencia de fallas de desgarre y amplias zonas milonitizadas.

Tramo III (km 14,90 hasta km 24,00). No aparecen problemas significativos debido a que transcurre mayoritariamente por los niveles del Jurásico Medio. Tan solo en la zona de La Reguera, y durante varios kilómetros, el túnel intersecta el Jurásico Superior y alguna zona cabalgada que afecta a materiales terciarios, cuyos niveles piezométricos aproximados entre 825 y 850 m s.n.m. ya indicaban posibles problemas, que derivaron posteriormente en el fortalecimiento del drenaje de la obra.

Tramo IV (km 24,00 hasta km 31,69). Tampoco se refieren problemas. El túnel transcurre por niveles del Jurásico Medio y solo se indica que se encontraron niveles de agua en los tramos cabalgados superior y medio, con cotas de nivel piezométricas aproximadamente entre 705 y 735 m s.n.m. En el último kilómetro el nivel del Jurásico Superior está entre 735 y 760 m s.n.m. y el del Jurásico Medio se aproxima a 660 m s.n.m. Esta diferencia parece marcada por la complejidad estructural del sector de Fontanar (boca de salida) donde subaflora el Keuper y la serie dominante es diferente.

Figura 7.12. Perfil geológico longitudinal N-S del trazado del túnel de Talave. Se muestra la estructura geológica con los principales accidentes tectónicos y su relación con la cota de túnel; los 5 pozos de ataque (2-6), los 2 pozos de ventilación (ventanas 1 y 7), las bocas de entrada en Los Anguiles y de salida antes del embalse de Talave. Se han marcado los límites de los tramos descritos en el Apartado 7.4.2 (en rojo) y las zonas más problemáticas indicadas en la Tabla 7.1 (en azul). (Fuente: Sandoval, 1989; MOP-DGOH-SGOP, 1983; MOP-DGOH-SGOP, 1982b; modificado por el autor de la tesis).

7.5. Caracterización hidrodinámica del túnel

La información hidrogeológica obtenida del análisis hidrodinámico del túnel de Talave es parte importante de las contribuciones de esta tesis. Catalogada como una singularidad dentro del área de estudio, la existencia de esta infraestructura ha abierto nuevas vías de estudio sobre el funcionamiento de la MASb.

A continuación se expone el conocimiento adquirido sobre el comportamiento hidrodinámico del túnel tras el análisis de la siguiente información:

- A. Documento de síntesis geológica realizado por el Servicio Geológico de Obras Públicas (MOP-DGOH-SGOP, 1983) y proyecto de estación de aforos en cauce afluente de la rambla de Talave realizado por la Dirección General de Obras Hidráulicas en 1982 (MOP-DGOH-SGOP, 1982a).
- B. Información inédita cedida por el Área del Trasvase Tajo-Segura (ATTS)-Confederación Hidrográfica del Tajo relacionada con una campaña de aforos realizada en el interior del túnel en diciembre de 1999.
- C. Datos de descarga de agua subterránea al túnel aportados por la Dirección Técnica de la Confederación Hidrográfica del Tajo para el periodo 1984-2012 y aforos propios del doctorando realizados en la salida del túnel entre 2014 y 2016 (Hornero et al., 2014).
- D. Análisis de la evolución piezométrica comparando los datos históricos del periodo 1990-1994 y los datos propios obtenidos durante el periodo 2012-2014.

A estos datos se unen las observaciones propias realizadas durante el reconocimiento y toma de datos en el interior del túnel en octubre de 2014.

A. Síntesis de la información aportada por los informes MOP-DGOH-SGOP (1982a, 1982b)

Como ya se ha comentado, el drenaje y la evacuación de las aguas filtradas al túnel estuvieron entre las mayores dificultades que se presentaron durante la obra (Sandoval, 1989; MOP-DGOH-SGOP, 1982b). A través de algunos datos se puede comprender la dimensión de este problema. Por ejemplo, todos los pozos y ventanas fueron dotados de grupos de bombeo de 500 kW de potencia; en total se llegaron a alcanzar los 10000 kW, con puntas de achique que necesitaron una potencia total de bombeo cercana a los 13000 kW. En cuanto a los caudales bombeados, hay que indicar que se alcanzaron los 700 L/s, aunque lo más frecuente era bombear caudales entre 60 L/s y algo más de 300 L/s, con alturas de bombeo variables que llegaban a alcanzar los 300 m. La inundación casi completa de la sección del túnel en los tramos más complicados (Figura 7.13) provocó serias complicaciones que hicieron peligrar la terminación del túnel y, por tanto, del propio TTS.

Cuando se terminó la construcción del túnel, y dado que había surgido una considerable problemática social y ambiental relacionada con la afección a los acuíferos de la zona, el Ministerio de Obras Públicas consideró necesario evaluar y cuantificar con precisión las filtraciones de agua subterránea al túnel. Se realizó un proyecto con el propósito de dimensionar la estación de aforo comentada en el Apartado 7.3 (MOP-DGOH-SGOP, 1982a). Textualmente el

objetivo de este proyecto era *“conocer cuál puede ser la influencia de los drenajes del túnel de Talave sobre los acuíferos de la región, y hacer una prognosis sobre la posible evolución en el tiempo de la presencia del agua en los distintos tramos”*. En este proyecto se hizo una primera caracterización hidrodinámica con el objetivo de dimensionar la estación de aforo. El caudal estimado en esos momentos era de 400 L/s (diciembre de 1982). El agua subterránea descarga al túnel, por una parte, a través de los drenes situados en el revestimiento y, por otra parte, de manera difusa o por goteos indiscriminados a lo largo del túnel o a través de las juntas de unión del encofrado, ya que son planos de debilidad sometidos a una fuerte presión hidrostática que favorece la filtración de agua. Las medidas que se tomaron para drenar la obra fueron, además de los ya mencionados bombeos desde el interior del túnel, el bombeo en pozos cercanos a la traza del mismo. Estos bombeos drenaban las formaciones permeables relacionadas, provocando una disminución de la carga hidráulica y del empuje sobre las entibaciones y las filtraciones de agua al túnel.

Figura 7.13. Detalle de la sección de túnel ocupada casi en su totalidad por el agua subterránea filtrada durante la perforación, la cual tenía que ser bombeada al exterior. (Fuente: archivo fotográfico de la Oficina del AATS en Peñas de San Pedro, Albacete).

Las principales zonas de drenaje (Tabla 7.1) se localizaron en los tramos Ventana 1, Curva, La Gloria, El Pinar, La Reguera y Boleros. Una campaña de aforos determinó que el caudal drenado al túnel durante el periodo octubre 1980-febrero 1981 estaba comprendido entre 393 L/s y 464 L/s. Los drenajes se producían de manera discreta a lo largo del túnel. Las formaciones geológicas drenadas correspondían al Jurásico Superior (Dogger) e Inferior (Lías) principalmente. Estas formaciones constituían el principal foco de atención debido a su comportamiento hidrogeológico y alta permeabilidad.

Tabla 7.1. Localización de los principales drenajes y variación temporal de caudales (octubre 1980-febrero 1981). (Fuente: tabla elaborada por el autor con datos tomados de MOP-DGOH-SGOP, 1982a).

Zona	km desde la boca Norte	Formación drenada ⁽¹⁾	Caudal (L/s)	
			oct-80	feb-81
Ventana 1	5,750	Jl	56	50
La Curva	11,935	Jl	50	70
La Gloria	12,960	JS	225	210
	13,115	JS	-	6
El Pinar	14,750	JS	25	0
La Reguera	19,800-20,332	JS	83	57
Boleros	24,200-24,500	JS	25	0
Total			464	393

⁽¹⁾ JS: Jurásico Superior (Dogger); Jl: Jurásico Inferior (Lías)

A continuación se describen las características deducidas para cada zona de drenaje:

- Zona Ventana 1

En esta zona se produjo, en marzo de 1972, una entrada de agua al túnel de 300 L/s que se fue reduciendo en pocos días hasta bajar a 60 L/s. Los últimos drenajes medidos en este tramo, en mayo de 1979, fueron 150 L/s. Según los datos expuestos en la Tabla 7.1 el caudal descendió hasta los 50 L/s en febrero de 1981. Por tanto, la variabilidad temporal marcó la evolución de los caudales drenados.

En los informes consultados se hacen una serie de consideraciones: el acuífero drenado puede estar parcialmente confinado y corresponde al Jurásico Inferior (Lías); la pluviometría media en el entorno de la zona es de 500 mm y las filtraciones equivalentes estarían entre 10-30 L/s; los niveles piezométricos iniciales estimados antes de la construcción del túnel indicaban que el espesor saturado por encima de la cota de túnel podía estar cerca de los 100 m. Los parámetros hidráulicos deducidos en los informes son: transmisividad (T)=60 m²/d y coeficiente de almacenamiento (S)=10⁻⁴; por tanto, la relación T/S es muy elevada.

También se analizó el régimen hidráulico del túnel entre 1980 y 1981 a partir del agotamiento de los caudales. La descarga de acuíferos en régimen natural suele responder a la siguiente ley exponencial decreciente:

$$Q = Q_0 \times e^{-\alpha t} \quad (1)$$

en la que el coeficiente de agotamiento α se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$\alpha = \frac{\pi^2 T}{4SL^2} \quad (2)$$

Los términos de ambas ecuaciones son:

Q =caudal en un tiempo t (L^3/T , en este texto L/s)

Q_0 =caudal en un tiempo inicial $t=0$ (L^3/T , en este texto L/s)

α =coeficiente de agotamiento (T^{-1} , en este texto $1/d$)

t =tiempo en el cual se mide Q (T , en este texto d)

T =transmisividad (L^2/T , en este texto m^2/d)

S =coeficiente de almacenamiento (adimensional)

L =distancia al borde impermeable (L , en este texto m)

Las unidades consideradas hacen que las de α sean $1/d$.

Si existiese una recarga R constante, la fórmula anterior habría que transformarla y considerar la magnitud de R . Dicha expresión cumpliría que $Q=Q_0$ en $t=0$ y que $Q \rightarrow R$ para $t \gg 0$.

En condiciones no influenciadas, que eran las del macizo donde se excavó el túnel, el valor de α se estimó considerando diferentes valores del coeficiente de almacenamiento, $S=10^{-5}$ - 10^{-4} (acuífero confinado) o 10^{-2} (acuífero libre); diferentes distancias (L) (longitudes de influencia equivalentes a radios de influencia) y un valor de transmisividad constante en el tiempo, $T=60 \text{ m}^2/d$. Los valores de α obtenidos se muestran en la Tabla 7.2.

De la interpretación de los valores de α se dedujeron una serie de observaciones coherentes con el régimen del túnel en el periodo 1980-1981 (que se comentarán más adelante) y con el funcionamiento de la estructura hidrogeológica. Estas últimas son:

- (a) Los caudales no estaban estabilizados y el drenaje del túnel aún no había alcanzado el equilibrio.
- (b) Los drenajes en este tramo procedían del Jurásico Inferior (Lías) y con bastante probabilidad de las capas superiores del Jurásico Medio. La presencia de un flujo vertical entre las formaciones menos permeables del tramo medio (calizas, margas y arcillas) y el Lías era coherente con el hecho de considerar que no hay una capa totalmente confinante (impermeable) y que la conexión entre las distintas formaciones del Jurásico debe estar favorecida por la red de fracturas y discontinuidades.

Finalmente, en el informe MOP-DGOH-SGOP (1982a) se destaca que no era posible precisar el caudal de estabilización, el tiempo en el que este se alcanzaría y la influencia en la red de flujo de los bombeos localizados al N de Peñas de San Pedro (Los Anguijes-El Salobral).

Tabla 7.2. Valores de α obtenidos para diferentes valores de S y L en la ecuación (2). (Fuente: tabla elaborada por el autor con datos tomados de MOP-DGOH-SGOP, 1982a).

L (m)	α (d ⁻¹)		
	S=10 ⁻⁵	S=10 ⁻⁴	S=10 ⁻²
3000	1,6 x 10 ⁻¹	1,6 x 10 ⁻²	1,6 x 10 ⁻⁴
6000	4,2 x 10 ⁻²	4,2 x 10 ⁻³	4,2 x 10 ⁻⁵
10000	1,5 x 10 ⁻²	1,6 x 10 ⁻³	1,6 x 10 ⁻⁵

- Zona de La Curva

Se consideró que la formación permeable drenada era el Jurásico Inferior (Lías), aunque también se tuvo en cuenta la existencia de una componente vertical de flujo de acuerdo a los caudales que se estaban drenando (la variabilidad del caudal de entrada al túnel no quedaba suficientemente justificada con la posible recarga local procedente de los afloramientos próximos).

- Zona de La Gloria

Se consideró que la principal formación permeable drenada era el Jurásico Superior (Dogger). Aunque fue un tramo corto, entre el km 12,960 y el km 13,115 desde la boca de entrada, constituyó la zona más problemática por el gran volumen de agua filtrada y por el elevado tiempo que transcurrió hasta llegar a un régimen de flujo que permitiese drenar y trabajar simultáneamente (MOP-DGOH-SGOP, 1982a).

Desde el punto de vista hidrogeológico, se estimó que la superficie permeable necesaria para justificar una aportación permanente del orden de 200 L/s debía ser superior a los 50 km². Las zonas de recarga y las formaciones drenadas marcarían los límites de afección del túnel. Las direcciones de flujo se establecieron a partir de los datos piezométricos y del conocimiento de la estructura geológica. Se establecieron dos direcciones principales de flujo que convergían en el túnel desde el Oeste y el Este, respectivamente, es decir, que había superficies permeables a ambos lados del túnel que eran drenadas. Asimismo, desde el Norte se definió otra posible línea de flujo limitada por una divisoria hidrogeológica que coincidiría con una estructura en forma de anticlinal, cuyo núcleo impermeable estaría por encima del nivel piezométrico correspondiente al Dogger.

Realizando cálculos similares a los de la zona anterior (basados en la hidráulica de captaciones) y suponiendo determinados valores de partida, aunque puntualmente se calculó un valor de $T \approx 400$ m²/d, se consideró que un valor medio razonable era $T \approx 200$ m²/d. El drenaje producido hacia el túnel desde el Este se estimó en torno a los 100 L/s. Por el Oeste, y con hipótesis análogas, se llegaría en régimen de equilibrio a un caudal cercano a los 50 L/s. Por tanto, en régimen de equilibrio el túnel podría drenar aproximadamente 150 L/s.

Considerando que el Dogger está en régimen libre o parcialmente confinado, se estimó que para un valor medio de S entre 10^{-3} y $2 \cdot 10^{-3}$ y un radio de influencia (L) de 11 km, α valdría entre $8 \cdot 10^{-4}$ y $2 \cdot 10^{-4}$ 1/d. Las cotas piezométricas a las que se podría alcanzar el equilibrio estarían entre 710 y 750 m s.n.m.

- Zona El Pinar

Una falla vertical hunde la formación del Dogger hasta la cota del túnel. Parece que las formaciones drenadas son el Dogger y posiblemente el Lías. Si el acuífero drenado fuese también el Lías, y suponiendo que el descenso de caudal fue rápido hasta anularse prácticamente (Tabla 7.1), se podría justificar el carácter confinado de la formación en esta zona. No obstante, existen dudas sobre esto basadas en el perfil geológico.

- Zona La Reguera

La formación permeable drenada es el Jurásico Superior (Dogger). Los valores de los parámetros hidráulicos que justificaban los caudales drenados son $T \approx 200$ m²/d, $S = 2 \cdot 10^{-2}$ y $\alpha = 0,25 \cdot 10^{-3}$ 1/d. Se estableció que en el equilibrio el caudal debía estar entre 20 L/s y 40 L/s (MOP-DGOH-SGOP, 1982b).

- Zona Bolerós

En esta zona el túnel atraviesa el Jurásico Medio (Lías Medio-Superior), pero la presencia de los niveles del Dogger cerca de la traza del túnel sugiere que los drenajes procedían del mismo. El área de recarga parecía reducida y se propuso que el caudal drenado podría ir reduciéndose hasta su estabilización e incluso agotarse en condiciones climáticas extremas.

En el informe MOP-DGOH-SGOP (1982b) se concluyó que la información disponible no permitía precisar la evolución futura de los drenajes al túnel en estado de equilibrio, más allá de establecer unos valores aproximados de caudal una vez que se hubiera producido una relativa estabilización. El caudal de equilibrio en el tramo Ventana 1-La Curva se estimó que estaría cerca de 60 L/s, aunque esta cifra presentaba una elevada incertidumbre. En la zona de La Gloria se consideró que el caudal máximo total en régimen de equilibrio podría quedar cerca de 150 L/s. Estos caudales procederían de líneas de flujo que convergían en el túnel desde el Norte, el Este y el Oeste. El resto de las filtraciones situadas más al Sur (El Pinar-La Reguera y Bolerós) podrían representar un caudal total, en régimen de equilibrio, entre 40 L/s y 50 L/s.

B. Información aportada por los aforos realizados en el interior del túnel por el ATTS-CHT en diciembre de 1999

Con el objetivo de revisar el estado del revestimiento del túnel y los drenes, el ATTS realizó una campaña de aforos el día 22/12/1999 en la que localizó y cuantificó los principales puntos de descarga de agua subterránea en el interior del túnel. Esta información, inédita y con indudable valor técnico-científico, no tenía antecedentes (según la Oficina del ATTS en Peñas de San Pedro), salvo los descritos anteriormente en este mismo apartado.

La información proporcionada por el ATTS-CHT ha sido elaborada para esta tesis y se muestra en la Figura 7.14. Se observa que la distribución de caudales y las zonas de drenaje preferente se mantienen en el tiempo desde el

periodo 1980/81 (MOP-DGOH-SGOP, 1982a) hasta diciembre de 1999. En esta última fecha, aunque los drenajes se producían de manera discreta casi en la totalidad del túnel, la mayor parte no superaba los 2-3 L/s. Las zonas de La Gloria, El Pinar y La Reguera-Pozo 5 fueron las que presentaron un mayor caudal, que oscilaba entre 17 L/s y 53 L/s. La distribución espacial de los caudales permite deducir que, considerando el límite hidrográfico Júcar-Segura, el caudal de entrada al túnel desde las formaciones permeables situadas en las cuencas del Júcar y del Segura fueron 69 L/s y 52 L/s respectivamente. Estas cifras contribuyen a mejorar la información relacionada con la problemática jurídica existente (ver Apartado 7.2.1) y son una información clave para cuantificar con mayor precisión el balance temporal de agua en la MASb Alcaido.

Figura 7.14. Evolución y distribución de caudales de entrada de agua subterránea al túnel el día 29/12/1999. Las principales zonas de descarga concentrada están indicadas y pueden ser comparadas con las aportadas en la Tabla 7.1. (Elaboración propia de datos cedidos por el ATTS-CHT).

Desde el punto de vista cuantitativo, se observa que la disminución de caudal entre 1980/81 y diciembre de 1999 es notable en las zonas más problemáticas, sobre todo en el tramo La Gloria, donde el descenso en ese periodo es prácticamente del 75 %. Las zonas Ventana 1-La Curva parecen agotadas, información que contrasta con la proyección realizada en MOP-DGOH-SGOP (1982b). En cambio, en las otras zonas los caudales registrados en diciembre de 1999 parecían estar cerca de la estabilización, según lo propuesto por MOP-DGOH-SGOP (1982b). Esta información de carácter espacial y temporal contribuye a mejorar el conocimiento sobre la evolución cuantitativa de las filtraciones en un escenario temporal de 20 años.

C. Evolución de volúmenes y caudales drenados en el periodo 1981-2016

En la Figura 7.15 se muestra la evolución temporal del volumen estimado de descarga al túnel (V , en $\text{hm}^3/\text{año}$), el caudal medio anual que drena el túnel (Q , en L/s) y la evolución pluviométrica en la estación de la AEMET en Bogarra (P , en mm/año). Esta estación se considera representativa de la pluviometría en el área de influencia del túnel (ver Figura 3.3 del Apartado 3.1.2). Los valores de V para el periodo 1984-2012 han sido proporcionados por la Dirección Técnica de CHT (Tabla 7.3). El valor del año 1981 procede de MOP-DGOH-SGOP (1982b). Los valores de los años 2014, 2015 y 2016 han sido generados por el autor de la tesis durante el periodo de investigación de la misma (Tabla 7.4). Estos últimos valores han sido contrastados con los caudales registrados por el ATTS-CHT en su estación de aforo a la salida del túnel (ver Figura 7.8).

Los aforos solamente pueden ser realizados en los periodos en los que el trasvase (TTS) no está operativo. En la Tabla 7.3 se ha indicado el número de días/año en los que ha sido posible registrar el caudal y el volumen total de agua subterránea descargado al túnel durante cada periodo. A partir de estos valores se han extrapolado los volúmenes totales anuales (hm^3) y los caudales medios drenados al túnel (L/s). Con base en los valores obtenidos para los años en los que el periodo de control ha sido más amplio (es decir, el TTS ha estado menos tiempo en funcionamiento), y aceptando una relativa estabilidad en los flujos, se puede considerar que los valores aportados son muy fiables y representan razonablemente el régimen de descarga de agua subterránea al túnel.

Es importante destacar que los antecedentes relacionados con los parámetros hidrodinámicos representativos de la zona de influencia del túnel (Tabla 7.2) y la información hidrogeológica de la MASb Alcadozo (Capítulo 6) son consistentes con la curva de descenso del volumen/caudal mostrada en la Figura 7.14. El ajuste exponencial da un valor del coeficiente de agotamiento de $\alpha = 10^{-4} \text{ 1/d}$. Considerando las dimensiones de la estructura hidrogeológica del Jurásico a escala regional, este valor es coherente con los aportados en la Tabla 7.2 para longitudes (radios de influencia) y porosidad característica de un acuífero libre ($S=10^{-2}$).

Por otro lado, el SCRATS también muestra en su web los aforos de control que coordina y gestiona el ATTS-CHT (<http://www.scrats.es>). Estos datos sirven para verificar los caudales del TTS que llegan hasta el embalse de Talave y las filtraciones que se producen en el túnel. El hecho de que el SCRATS realice un control exhaustivo de los volúmenes y filtraciones de agua subterránea está relacionado con la problemática descrita en el Apartado 7.2.1. En la Figura 7.16 se muestra la evolución temporal (periodicidad semanal) de las filtraciones al túnel a partir de los aforos diferenciales entre los caudales a la entrada y a la salida del mismo. Estos valores son coherentes con los de la Figura 7.15 y han servido para contrastar parte de la evolución temporal mostrada por la misma.

Figura 7.15. Evolución temporal del volumen anual drenado al túnel (hm^3) durante el periodo 1981-2016 (líneas continua y discontinua). Se indica también el caudal medio estimado (L/s) de descarga subterránea (barras gráfico inferior) y la evolución pluviométrica de la estación de la Bogarra (barras gráfico superior). (Fuente: elaboración propia a partir de datos proporcionados por la Dirección Técnica de la CHT -volumen drenado y caudal medio-, la AEMET -pluviometría- y datos propios -volumen drenado y caudal medio para el periodo 2014-2016, con su incertidumbre ($\pm 2\sigma$)-).

Tabla 7.3. Volumen total de agua subterránea drenado al túnel de Talave en los periodos y años que se indican. Los valores de la cuarta columna se han extrapolado a partir de los datos de la segunda y la tercera (Fuente: datos proporcionados por la Dirección Técnica de la CHT)

Año	Periodo controlado (días)	Volumen aforado sin trasvase (hm ³ /día)	Volumen anual estimado por extrapolación (hm ³ /año)	Caudal medio (L/s) ^(*)
1984	25	0,571	8,36	265
1985	62	1,619	9,53	302
1986	44	1,068	8,86	281
1987	119	2,646	8,12	257
1988	90	2,007	8,16	259
1989	118	2,128	6,58	209
1990	194	3,470	6,53	207
1991	48	0,972	7,39	234
1992	52	0,895	6,30	200
1993	187	3,096	6,04	191
1994	82	1,280	5,70	181
1995	170	2,437	5,23	166
1996	96	1,387	5,27	167
1997	115	1,633	5,18	164
1998	61	0,688	4,12	131
1999	30	0,356	4,33	137
2000	70	0,745	3,90	124
2001	60	0,584	3,55	113
2002	30	0,323	3,93	125
2003	72	0,903	4,58	145
2004	70	0,913	4,77	151
2005	63	0,725	4,20	133
2006	161	1,563	3,54	112
2007	148	1,376	3,39	107
2008	167	1,675	3,67	116
2009	104	0,935	3,28	104
2010	80	0,762	3,48	110
2011	82	0,896	3,99	126
2012	65	0,690	3,89	123

^(*) Caudal medio estimado a partir del valor del volumen total anual drenado

Tabla 7.4. Caudales aforados en el túnel de Talave en los años 2014, 2015 y 2016. (Fuente: datos propios).

Fecha	Caudal en la divisoria hidrográfica (L/s)	Incertidumbre del caudal en la divisoria ($\pm 2\sigma$) ^(a) , (L/s)	Caudal en la salida del túnel (L/s)	Incertidumbre del caudal en la salida del túnel ($\pm 2\sigma$) ^(a) , (L/s)
29/10/2014	50,65	14,58	146,77	20,82
10/04/2015	-	-	87,10	12,96
03/02/2016	-	-	65,23	9,70
24/10/2016	-	-	70,21	10,53

(a) Estimada según Sauer y Meyer (1992)

Figura 7.16. Evolución temporal de los volúmenes de agua aforados a la entrada y a la salida del túnel de Talave durante el periodo diciembre de 2003-diciembre de 2011. El agua subterránea filtrada al túnel se ha obtenido por diferencia entre ambos volúmenes (en hm³/semana). El eje Y se expresa en escala logarítmica. (Fuente: elaboración propia de datos tomados de <http://www.scrats.es>).

D. Evolución piezométrica del túnel entre los periodos 1990-1994 y 2009-2014

En la Figura 7.17 se muestra un perfil piezométrico N-S siguiendo el trazado longitudinal del túnel para los periodos 1990-1994 y 2009-2014. El análisis de la figura indica lo siguiente:

- El periodo 1990-1994 (Figura 7.17A) muestra un estado hidrodinámico parcialmente en equilibrio, aunque la estabilización no parece alcanzar a la totalidad del túnel. En un primer tramo (entorno del km 6, zona Ventana 1) se observa un marcado gradiente debido al drenaje puntual que se estaba produciendo (ya se ha comentado la posible afección por bombeos existentes en la zona de Peñas de San Pedro-Los Anguijes). Asimismo, en las inmediaciones de los km 23 y 24 (zona Boleros), donde se localizaban parte de las filtraciones más importantes, los drenajes existentes marcaban el gradiente piezométrico. En esta zona la posible afección por bombeos

para riego o abastecimiento en sus inmediaciones no parece determinante. En el tramo final, la complejidad tectónica evidenciada por la presencia de la fosa de la Heruela y del sector de Fontanar (ver Figura 7.12) entre los km 28 y 32 parecen condicionar la piezometría, sugiriendo la posibilidad de que el nivel en ese sector responda a flujos de carácter local y la figura no represente ahí la continuidad del flujo subterráneo a escala regional, sino la existencia de un acuífero superficial desconectado del flujo regional. La Figura 7.17A también sugiere la existencia de una divisoria hidrogeológica en torno a los kilómetros 11-12. La misma podría deberse, principalmente, a la presencia de un alto estructural (Albiense-Cretácico) favorecido por la falla de La Gloria. La posición del nivel piezométrico y los drenajes a ambos lados justificarían la división del flujo. Esta división está sugerida también en MOP-DGOH-SGOP (1982b). Aunque no se puede descartar una compartimentación a escala local, la Figura 7.17A no aporta información para sugerir esta situación a mayor escala.

- La Figura 7.17B muestra una situación algo diferente. El perfil piezométrico muestra gradientes más suaves y la posición de la divisoria hidrogeológica está ligeramente desplazada hacia el S, pero se mantienen los tramos donde las cotas piezométricas son más bajas (drenajes activos). Con la nueva información disponible y el conocimiento adquirido sobre la piezometría regional (ver Figura 4.3C), hay que indicar que la piezometría medida en el tramo final (km 28-32) muestra que el nivel está cercano a la cota de techo del túnel y representa, por tanto, la continuidad del flujo regional en ese sector de la MASb. Esta situación es compatible con la hipótesis sugerida en el párrafo anterior en cuanto a la posible existencia en este tramo de un nivel superficial.
- Según la divisoria hidrogeológica de la Figura 7.17B, la dirección de flujo indica que la mayor parte de la escorrentía subterránea está drenando la vertiente Sur de la misma (río Mundo-cuenca del Segura). Asimismo, si se considera el límite administrativo (divisoria hidrográfica) los volúmenes drenados en la demarcaciones hidrográficas del Júcar y del Segura son del 35 % y el 65 % del total, respectivamente. Estos porcentajes contrastan en cierta medida con los valores aportados por la Figura 7.14.
- La información piezométrica propia medida en la MASb Alcazozo (periodo 2009-2014), los datos recopilados del ATTS (año 1990-1994) y las medidas propias tomadas en los piezómetros del túnel (junio 2014; Figura 7.18) son coherentes con la posibilidad de que las divisorias hidrogeológica e hidrográfica no coincidan (Figura 7.17C). Esta situación hidrodinámica debe acotarse a escala local, ya que la falta de información a escala regional en el sector Norte (MASb Mancha Oriental-Arcos de Alcaraz) no permite extender esta hipótesis más allá del entorno del túnel.
- El esquema de flujo regional y la dirección preferente NO-SE son consistentes para el conjunto de la MASb, incluyendo la información piezométrica que aporta el túnel.

Figura 7.17. Perfil longitudinal mostrando (A) la superficie piezométrica media en la zona del túnel para el periodo 1990-1994 y (B) posición de la superficie piezométrica media actual (periodo 2009-2014). En ambas figuras se muestran los sondeos de apoyo, su profundidad y los niveles piezométricos medidos. En la figura B también se muestra la localización de los tramos con y sin filtraciones significativas de agua subterránea; la localización de las muestras de agua subterránea tomadas en el interior del túnel (flecha azul) y el caudal filtrado en octubre de 2014 (con su incertidumbre, $\pm 2\sigma$), diferenciando según la cuenca hidrográfica de procedencia (ver Tabla 7.4). (C) Isopiezas representativas de la situación actual (2009-2014) en el entorno del túnel de Talave y localización de las muestras tomadas dentro del túnel en octubre de 2014.

Figura 7.18. Detalle de algunos de los piezómetros medidos sobre la traza del túnel de Talave. (Fuente: fotografías propias tomadas en junio de 2014).

7.5.1. Estudio de la relación hidrodinámica entre el acuífero y el túnel de Talave y del volumen de agua subterránea filtrado

En condiciones estacionarias, la situación de equilibrio acuífero-túnel implica que los drenajes (Q_e) después de un determinado tiempo t sean del mismo orden de magnitud que la recarga media $\bar{R}$ del acuífero en su área de influencia [$Q \rightarrow \bar{R}$ para $t \gg 0$] (Figura 7.19). La Figura 7.20 muestra la relación entre la curva de descenso del volumen drenado al túnel (1981-2016) y el valor de recarga media estimada con su incertidumbre.

Para realizar el análisis de la relación hidrodinámica acuífero-túnel se ha estimado el sector de acuífero que aportaría agua al túnel y se ha considerado la recarga media ($\bar{R}$) estimada en dicho sector (sector Alcaozo) y el valor de descarga media al túnel obtenidos del balance hídrico de la MASb Alcaozo (ver Apartado 6.4 y Figura 6.10). En términos de caudal, las filtraciones al túnel oscilarían entre 90 L/s y 130 L/s ($\pm$ la incertidumbre). La evolución temporal de la recarga justifica las oscilaciones en el caudal y en el volumen filtrados al túnel. En la Figura 7.20 las oscilaciones temporales están muy marcadas y los valores de recarga anual fuera del rango de $\bar{R} \pm \sigma$ producen claros ascensos y descensos en los caudales drenados. Por ejemplo, el último valor estimado dibuja una situación de desequilibrio negativo coherente con las siguientes circunstancias:

- a) La recarga media es menor de lo esperado, dada la escasez pluviométrica de los últimos años en el conjunto de la cuenca. Los valores de precipitación media registrados en la estación de la AEMET en Bogarra para los años naturales 2014, 2015 y 2016 han sido 363 mm, 334 mm y 230 mm (hasta

agosto) respectivamente. Estos valores confirman la tendencia negativa que se observa en el conjunto de la cuenca para el periodo hidrológico 1940-41/2015-16 (https://www.chsegura.es/static/boletin_diario/PrecAnuH.pdf).

- b) Según la estimación realizada en el Apartado 6.2.1.1 los valores mínimos de precipitación necesarios para producir recarga en las subcuencas de Ayna y Liétor (sector Alcadozo) oscilan entre 220 mm y 340 mm. Los valores de la precipitación y la recarga generada se consideran proporcionales de acuerdo a la pendiente de la recta que las relaciona (Capítulo 6).

Figura 7.19. Esquema de la evolución temporal de la descarga de agua subterránea a un túnel. $Q(t)$: caudal de descarga para un tiempo t ; $\bar{R}$: recarga media en el área de influencia del túnel para un caudal de equilibrio a partir de un tiempo t . (Modificado de Hwang y Lu, 2007).

En general, se observa que a largo plazo el caudal pasa a estar controlado por las condiciones de contorno, y el volumen de agua filtrado hacia el túnel es cuantitativamente similar al de la recarga. Es decir, la relación entre el túnel y el acuífero es cercana al equilibrio. Esta interpretación es consistente con los trabajos de otros autores en medios fracturados (Molinero et al., 2002; Martínez-Landa y Carrera, 2005).

Con la información procedente de la Dirección Técnica de la CHT se ha estimado que el volumen total de agua subterránea filtrada al túnel durante el periodo 1984-2012 ha sido de 156 hm³. Si a esta cifra se le suma el volumen estimado de agua filtrada durante los años 1982 y 1983 (MOP-DGOH-SGOP, 1982b), el volumen total de agua drenada crecería hasta los 176 hm³. Asimismo, durante los tres últimos años de trabajo de esta tesis (2014-2016), con base en los controles (aforos) propios realizados, contrastados con información del ATTS, se puede estimar que el drenaje del túnel ha estado en torno a los 9,5 hm³. Por otro lado, en MOP-DGOH-SGOP (1983), se indicaba que “*el total de agua evacuada hasta su terminación oficial el 31 de agosto de 1981 ha sido de 152 hm³*”. Por tanto, el volumen total de agua filtrada al túnel para el periodo 1969-2016 ha sido aproximadamente de 337 hm³. Este periodo comprende los años de ejecución (1969-1981) y los años desde que entró en servicio el túnel (1981-actualidad).

Figura 7.20. Relación entre la curva de descenso de volumen drenado al túnel ($\text{hm}^3/\text{año}$) (línea roja discontinua) y el valor de recarga media estimada en el Apartado 6.4, con su incertidumbre ($R \pm \sigma$, en $\text{hm}^3/\text{año}$). El cuadro gris muestra el periodo aproximado para el cual se podría considerar que la relación acuífero-túnel entró en un estado de relativo equilibrio, si bien en el momento de los últimos registros la tendencia parece ser aún algo decreciente. El rango de valores del volumen drenado en ese periodo es consistente con el de $R \pm \sigma$.

7.6. Contribución de la hidroquímica al conocimiento del flujo regional en torno al túnel

Para estudiar el origen de la composición química e isotópica del agua subterránea y su relación con la red de flujo en el entorno del túnel se ha usado la siguiente información: valores de los parámetros físico-químicos y de los componentes mayoritarios de una muestra de agua tomada en la boca de salida del túnel (la cual integra todo el volumen de agua filtrada a lo largo del mismo) en el año 2012; valores de los parámetros físico-químicos, los componentes mayoritarios y los isótopos ambientales ^{18}O , ^2H y ^3H de 7 muestras de agua subterránea recogidas en el interior del túnel y una muestra tomada en la boca de salida en octubre de 2014; valores de los parámetros físico-químicos y de componentes mayoritarios en tres muestras tomadas en la boca del túnel entre los años 2015 y 2016, aprovechando los periodos en los que no había trasvase. Los datos hidroquímicos e isotópicos se muestran en las tablas A.4.4 y A.5.2.

Aunque la mayor parte de esta información hidroquímica e isotópica (excepto la de los años 2015 y 2016) está integrada con el resto de datos del acuífero en el Capítulo 5, para ayudar al estudio del funcionamiento hidrogeológico de la MASb y a la elaboración del modelo conceptual del sector NE, en este capítulo se analizan los aspectos más relevantes que aportan las muestras del túnel (Figura 7.17B) respecto al funcionamiento y el comportamiento hidráulico de esta estructura. Para estudiar esta información se ha tenido en cuenta la relación entre la estructura hidrogeológica y el túnel en cada punto de muestreo. Los espesores de roca, la carga hidráulica existente y el espesor de la zona no saturada (ZNS) por encima de la cota del túnel en los lugares en los que se tomaron las muestras se han comparado con los valores isotópicos (^3H , $\delta^{18}\text{O}$ y ^3H) de las mismas y con la evolución de estos a lo largo del trazado del túnel. Además, se ha analizado la relación de estos isótopos con los contenidos de ión Cl (trazador conservativo) y de ión NO_3 (indicador de contaminación). En este contexto hidrogeológico, el estudio de las aguas que drena el túnel ha contribuido a determinar cuáles pueden ser los rasgos diferenciadores de un flujo de escala subregional (con respecto al conjunto de la MASb) y otro de escala más local.

Las muestras del interior del túnel se tomaron en los puntos o tramos donde la descarga al túnel era cuantitativamente significativa (Figura 7.21). Para interpretar la información aportada por los trazadores iónicos e isotópicos es relevante conocer la relación entre la traza del túnel y la dirección del flujo regional. Hay que tener en cuenta que la componente horizontal del flujo regional es de NO a SE, mientras que el trazado del túnel tiene dirección prácticamente N-S, por tanto es oblicuo a la dirección del flujo regional (Figura 7.17C). Esta situación implica que las muestras tomadas aportan, a priori, información de líneas de flujo paralelas (componente horizontal) cuya composición respondería a procesos ocurridos en distintos lugares a lo largo de esos flujos horizontales. Pero a la vista de la variabilidad de los flujos filtrados al túnel (casi el doble en la mitad S del mismo que en la mitad N; ver Figura 7.17C), de la geología (existencia de fallas a lo largo de todo el túnel y de formaciones más permeables -sedimentos detríticos del Terciario- en la mitad S) y de la modificación de la red de flujo que producen los bombeos para riego agrícola y el propio riego prácticamente a lo largo de todo el trazado del túnel, también es previsible que la componente vertical del flujo sea relevante, al menos localmente. El flujo vertical generaría mezclas de aguas someras y más profundas, con distintos tiempos de tránsito y probablemente con distinta composición procedente de distintas fuentes, entre ellas la agricultura. Toda esta información se ha tenido en cuenta para interpretar la composición química e isotópica de las muestras.

En lo que sigue se describen observaciones deducidas de un conjunto de figuras de uso habitual en estudios hidroquímicos para deducir el origen de los solutos presentes en las aguas subterráneas de un acuífero y la posible existencia de procesos hidrogeoquímicos y de mezcla.

- En la Figura 7.22 se observa que, de manera similar al resto de las aguas de la MASb, los valores de CE indican una mineralización media y el pH alcalino muestra valores propios de aguas en contacto con rocas carbonatadas. En la Figura 7.23 se ve que las facies químicas de las aguas

que descargan al túnel son bicarbonatada cálcica-magnésica y bicarbonatada magnésica-cálcica. Es decir, la marca química de los materiales carbonatados más abundantes en el acuífero (calizas y dolomías) domina en todas las muestras.

Figura 7.21. Aspecto de algunos de los drenes donde se tomaron las muestras de agua subterránea en el interior del túnel del Talave en octubre de 2014. (Fuente: fotos del autor de la tesis).

- Los valores de CE y pH mostrados en la Figura 7.22 son los de laboratorio, por ser más estables y consistentes que los de campo. La evolución del pH sugiere un ligero (algo menos de 4 décimas) pero sostenido aumento de N a S, aunque el hecho de ser valores de laboratorio también introduce incertidumbre.
- La Figura 7.22 parece mostrar una disminución de las concentraciones de todos los componentes mayoritarios de N a S, con algunas oscilaciones positivas. En la Figura 7.23A dicha tendencia no es clara, pues en muchos casos las diferencias de concentración de la mayoría de los solutos entre distintas muestras son comparables a la incertidumbre analítica. No obstante, lo que sí está claro en ambas figuras es la menor mineralización de las muestras 154 y 155 respecto a las demás, lo cual es consistente con el hecho de que en esa zona los flujos de entrada al túnel son casi el doble que en la mitad N del mismo (ver Figura 7.17B). Las muestras más mineralizadas son la 149 y la 152, que corresponden a surgencias de la parte central del túnel. Estas oscilaciones de composición y de mineralización sugieren entradas localizadas de aguas con distintos tiempos de tránsito y que circulan por distintas formaciones y por medios con distinto tipo de porosidad, tanto primaria (formaciones detríticas terciarias) como

secundaria (formaciones jurásicas). Es probable que las fracturas jueguen un papel relevante en el control de la red de flujo.

Figura 7.22. Evolución de los contenidos de iones mayoritarios y de los valores de conductividad eléctrica (CE), pH y relación Cl/Br en las muestras tomadas a lo largo del túnel de Talave y en la boca de salida del túnel en octubre de 2014 (125a, valores indicados con círculos) y boca de salida del túnel en octubre de 2012 (125b, valores indicados con cuadrados).

- El SO₄ es el componente que parece cambiar más en el conjunto de las muestras. Las que tienen más SO₄ (las 150 y 151, con 69 y 59 mg/L, respectivamente) tienen más del doble que las otras. Las muestras 154 y 155 son las que menos SO₄ tienen (15 y 7 mg/L, respectivamente). La Figura 7.24A muestra que los contenidos de SO₄ no guardan relación con los de NO₃, por tanto, el SO₄ (o su fuente principal) no debe ser agrícola sino litológico. En este caso la estructura geológica es determinante en relación con la fuente litológica potencial en la zona (yesos). El perfil geológico muestra una mayor presencia de materiales carbonatados del Dogger sobre la cota del túnel en el Tramo IV (ver Figura 7.12), indicando una estructura algo más hundida en la zona de las surgencias 154 y 155. La tectónica asociada al túnel en el entorno de estos puntos, la disposición de estos

materiales a escala local y regional (dirección NO-SE) y la dirección principal del flujo sugieren una menor probabilidad de contacto con formaciones yesíferas en la zona donde se tomaron las muestras 154 y 155.

Figura 7.23. A) Diagramas de Schöeller-Berkaloff y B) diagrama de Piper para las muestras tomadas en el túnel en octubre de 2014 y las muestras tomadas en la boca de salida en 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e).

- Los contenidos de NO_3 son relativamente elevados en todas las muestras (Figura 7.24). En la zona de estudio la única fuente potencial de NO_3 es la agricultura, que se realiza prácticamente sobre todo el trazado del túnel, aunque las zonas agrícolas más extensas están en la zona central y hacia el E del túnel, siendo más reducidas hacia el O. Todas las aguas menos la 154 muestran una tendencia común de evolución según la cual aumentan simultáneamente los contenidos de NO_3 y de Cl (Figura 7.24B), lo que puede significar que las aguas con más NO_3 tienen contribución de excedentes de riego recirculados. La Figura 7.25 indica que la única fuente de Cl en estas aguas es el aporte atmosférico, por lo que la correlación positiva entre el NO_3 y el valor de la relación Cl/Br en la mayoría de las muestras (Figura 7.24C) también apoya la hipótesis de recirculación de aguas de riego, con un mayor lavado del suelo en el sentido del aumento del valor de ambas variables. La muestra 154 es la única que no sigue este patrón. Se trata de la muestra menos mineralizada tras la 155, pero al mismo tiempo es la que tiene más NO_3 (Figura 7.22). Esto sugiere que a pesar de la contribución de excedentes de riego, esta agua ni es muy mineralizada en origen ni adquiere muchos solutos durante su recorrido por el terreno hasta llegar al túnel, por lo que dicho tránsito debe ser relativamente rápido. El pequeño contenido de Cl de la muestra 154 (9 mg/L; Figura 7.24B) y su baja relación Cl/Br (219; Figura 7.24C) apoyan la hipótesis de que esta muestra procede de una recarga más rápida y/o una línea de flujo más corta que el resto de muestras.

- Por otro lado, las dos muestras con más NO_3 son la que tiene más Cl (muestra 149, con 26,8 mg/L de Cl) y la que tiene menos (muestra 154, con 9 mg/L de Cl). Como ya se ha dicho, todo el túnel está bajo zona con actividad agrícola. La surgencia 149 está ubicada en el sector central del túnel, aproximadamente a la altura de Peñas de San Pedro, y la 154 está en el sector S, aproximadamente a la altura (y al E) de Moriscote (ver Figura 2.1), pero los tiempos de tránsito de una y otra parecen ser muy diferentes. En resumen, la entrada de agua procedente de líneas de flujo de recarga local parece ser un rasgo diferenciador en algunos tramos del túnel, singularmente en el sector más cercano a la boca S, frente al resto de la perforación, que parece recibir aguas con mayor tiempo de tránsito.
- Como se ha dicho antes, los valores de la relación iónica Cl/Br (molar) indican que el origen del Cl y el Br en todas las muestras es el aerosol marino, que se incorpora al acuífero a través de la recarga. Además, dichos valores y los contenidos de Cl de todas ellas son típicos de agua de recarga continental en zonas de altitud elevada (Figura 7.25). Considerando un valor de Cl medio en agua de lluvia de 1,8 mg/L (valor promedio en la estación de Bogarra), se puede estimar que el proceso de evapoconcentración es en torno a 5-7 veces menor en las muestras más diluidas (154 y 155) que en el resto de las aguas. Esto apoya, de nuevo, la hipótesis de flujo más rápido para estas muestras, incluso de una recarga más rápida, con menor tiempo de retención del agua en el suelo antes de alcanzar la zona saturada.

Figura 7.24. (A) Comparación de los contenidos de NO_3 y SO_4 en las muestras de agua tomadas dentro del túnel de Talave y en la boca de salida del túnel en octubre de 2014. (B) Comparación de los contenidos de NO_3 y Cl en las mismas muestras. (C) Comparación del contenido de NO_3 y del valor de la relación Cl/Br en las mismas aguas.

Figura 7.25. Figura grande: valores de la relación Cl/Br (molar) y del contenido de Cl en las muestras del interior del túnel del Talave (octubre de 2014) y en las tomadas en la boca de salida en 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e). Se indica el valor de la relación Cl/Br en agua de mar. La figura pequeña, de Alcalá y Custodio (2008), se muestra como referencia para la interpretación ya que recoge rangos de valores de ambas variables en función del origen del Cl y el Br en las aguas.

- A pesar de la variabilidad espacial comentada, la Figura 7.26 muestra claramente que todas las surgencias al interior del túnel pertenecen a dos grupos de aguas cuya composición química es notablemente diferente uno del otro, pero bastante homogénea internamente. Esto sugiere dos orígenes litológicos principales para todas las surgencias. La figura también muestra que la composición del flujo total que sale del túnel es una mezcla ponderada de esos dos grupos de aguas. Uno de los extremos de la mezcla está representado por las surgencias 149, 150, 151, 152 y 153; es el más mineralizado (CE en torno a $600 \mu S/cm$) y corresponde a la composición de las aguas que entran al tercio central del túnel. El otro extremo de la mezcla está representado por las surgencias 154 y 155; es el menos mineralizado (CE en torno a $425 \mu S/cm$) y corresponde a la composición del agua que entra al sector S del túnel. A partir de la mineralización se puede hacer una primera valoración de los tiempos de tránsito relativos de las aguas de ambos grupos: las del grupo más mineralizado tendrían mayores tiempos de permanencia en el terreno que las del grupo menos mineralizado. En el Apartado 7.7. se cuantifican las proporciones de mezcla.
- Todos los componentes mayoritarios excepto el SO_4 (Figura 7.26C) reproducen el esquema descrito. El rango de valores de los contenidos de SO_4 en el agua más mineralizada es muy grande, y a la vista de los reducidos rangos del resto de solutos dicha variabilidad no se justifica. Esto sugiere un notable efecto de la incertidumbre analítica. De hecho, el error de balance iónico de estas muestras está en el límite de lo aceptable (Tabla 7.5). Además, el error es positivo en todas, lo que sugiere una infravaloración de aniones o sobrevaloración de cationes. En el primer caso, las figuras 7.26A, 7.26D y 7.26H sugieren que los valores de Cl , HCO_3 y NO_3 no están significativamente infravalorados (aunque podrían estarlo en menor

magnitud), pero el SO_4 sí podría estarlo (Figura 7.26C). Si se acepta que el déficit de aniones respecto a cationes corresponde a infravaloración de SO_4 y se suma dicho déficit a los valores analíticos de SO_4 , se obtienen los valores de SO_4 esperables si el error de balance fuese nulo (Tabla 7.5, columna G). Sin embargo, estos valores no mejoran la relación entre los contenidos de SO_4 y la CE, que sigue sin reproducir el modelo conceptual deducido del resto de solutos (Figura 7.27A). Por tanto la incertidumbre analítica del SO_4 debe ser mayor de lo esperado, y es probable que afecte también a otros solutos.

- Los valores de la relación iónica Mg/Ca están alrededor de 1, o incluso son un poco mayores, en el grupo de aguas menos mineralizado, mientras que en el grupo más mineralizado son inferiores a 1 (pero mayores de 0,6; Figura 7.26G). Esto indicaría que el agua que descarga al túnel en su tercio S circula preferentemente por dolomías, mientras que la que descarga por la parte central del túnel lo hace por calizas (posiblemente magnesianas).
- Aunque el contenido de SiO_2 no es muy diferente entre ambos grupos de aguas, sí parece ser algo mayor en el extremo más mineralizado (Figura 7.26H), lo que significa que las aguas que descargan por la zona central del túnel han estado más tiempo en contacto con silicatos que las otras.
- La relación entre los valores de NO_3 y de CE reproduce bien el modelo conceptual de mezcla para las aguas tomadas a la salida del túnel (Figura 7.26I). Además esta figura aporta una información nueva respecto a las de los otros solutos: la composición de la surgencia 155 es la que más contribuye, en el sector S, a la del agua que sale del túnel. Más adelante se verá que los isótopos ambientales confirman esta hipótesis.
- Los valores de la relación Na/Cl mayores de 1 en la mayoría de las muestras (Figura 7.27B) sugieren que los contenidos de Na están aumentados por intercambio catiónico. Sin embargo, si los contenidos catiónicos de las aguas estuviesen modificados por intercambio las muestras deberían caer sobre la línea diagonal discontinua de la Figura 7.27C, cosa que no ocurre. Pero tampoco caen en torno al cruce de ejes, que es donde deberían estar en ausencia de modificación por intercambio. Lo que se observa es resultado de la incertidumbre analítica ya comentada: las muestras caen en la parte positiva de ambos ejes por tener los aniones infravalorados o los cationes sobrevalorados.
- En un análisis con error de balance próximo a cero el cociente $\text{CE}/\Sigma \text{ cationes}$ (o $\Sigma \text{ aniones}$) debe estar entre 80 y 100. En estas muestras los valores de ambos cocientes son cercanos a 80 (Tabla 7.5, columnas H e I), pero la relación $\text{CE}/\Sigma \text{ cationes}$ tiende a ser algo menor a 80 mientras que la $\text{CE}/\Sigma \text{ aniones}$ tiende a ser algo mayor. Por tanto, es posible que en estas aguas los cationes estén algo sobrevalorados y además el SO_4 tenga una incertidumbre notable. Como se ha dicho antes, el error de balance iónico es aceptable pero está en el límite, y unas mediciones un poco más precisas disminuirían el error de balance y darían más confianza a las hipótesis deducidas del estudio de los valores analíticos. A pesar de estas incertidumbres, la composición química de las aguas de las surgencias al túnel es coherente con la del resto de aguas analizadas en la MASb, como se vio en la Figura 5.6.

Figura 7.26. Contenidos de solutos mayoritarios y valores del cociente Mg/Ca frente a la CE en las aguas muestreadas en el túnel de Talave (149 a 155) y en el flujo integrado que sale del mismo (125). Todos los solutos excepto el SO_4 muestran el mismo patrón de comportamiento: al túnel entran dos tipos de aguas de distinta mineralización; el más mineralizado entra por el sector central del túnel y el menos mineralizado por el sector S. La muestra 125 es una mezcla ponderada de ambos tipos de aguas excepto en el caso del SO_4 . En el texto se discute la causa.

Tabla 7.5. Variables de interés relativos a la probable incertidumbre analítica en los contenidos de SO_4 y en los de cationes y aniones totales en las muestras del túnel del Talave. Ver explicación detallada en el texto.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Id.	CE lab. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Σ cationes (meq/L)	Σ aniones (meq/L)	Error balance (%)	B - C	SO_4 medido (meq/L)	SO_4 esperable (E+F) (meq/L)	A/B	A/C
149	610	7,67	7,34	4,7	0,34	0,54	0,88	79	83
150	601	7,55	7,27	3,9	0,28	1,44	1,72	80	83
151	578	7,31	7,04	3,9	0,27	1,23	1,50	79	82
152	599	7,55	7,22	4,4	0,32	0,48	0,80	79	83
153	607	7,80	7,48	4,3	0,33	0,67	0,99	78	81
154	423	5,07	4,84	4,7	0,23	0,31	0,55	83	87
155	432	5,43	5,20	4,3	0,23	0,15	0,37	80	83
125b	531	6,61	6,33	4,6	0,28	1,06	1,35	80	84
125a	497	6,51	6,33	2,9	0,17	1,35	1,53	76	78

Figura 7.27. (A) Contenidos de SO_4 esperables en las aguas del túnel (valores analíticos más diferencia entre cationes y aniones) frente a la CE. La figura sigue sin reproducir que las aguas que salen del túnel son mezcla de las surgencias interiores. (B) Valores de la relación iónica Na/Cl (molar) frente a la CE. Esta figura sí reproduce la mezcla descrita. Los valores de $\text{Na}/\text{Cl} > 1$ sugieren intercambio catiónico con liberación de Na . (C) Comprobación de la posible existencia de intercambio catiónico usando los valores de SO_4 estimados: la ubicación de las muestras en la figura no corresponde a lo esperable de ningún proceso natural, y parece controlada por la incertidumbre analítica. Esta parece afectar principalmente a los valores de SO_4 , pero no únicamente. Los excesos de $\text{Na}+\text{K}$ respecto a Cl son dudosos, y también la propia existencia de intercambio catiónico.

- La evolución temporal de la composición del agua muestreada en la boca de salida (muestras 125a a 125e; Figura 7.28) en el periodo comprendido entre los años 2012-2016 no presenta oscilaciones significativas, aunque se observa una pequeña disminución de las concentraciones de HCO_3 y Ca en las muestras de abril de 2015 (125c) y febrero y octubre de 2016 (125d y 125e) que probablemente esté vinculada a episodios de recarga recientes antes de esos muestreos, es decir, a la variabilidad estacional de la recarga. Sin embargo, los cambios son pequeños y la composición de todas las muestras está dentro del rango de valores característicos de las aguas filtradas al túnel en octubre de 2014.
- En general, tanto la composición química de las aguas que salen del túnel como su estabilidad temporal son coherentes con lo observado en el resto de aguas analizadas en la MASb, en las que no se han observado cambios temporales significativos de concentraciones. Dado que las aguas que salen del túnel integran todo el volumen de agua filtrada a lo largo del mismo en una franja de orientación N-S que intersecta la parte oriental del área de estudio (Figura 7.17), se puede considerar que las mismas aportan información de la evolución en la composición físico-química de diferentes líneas de flujo del sector centro-occidental de la MASb Alcadozo, entre las cuales se integran algunas de menor escala espacial y temporal.

Figura 7.28. Evolución temporal de los contenidos de iones mayoritarios en el agua muestreada en la boca de salida del túnel en los años 2012 (125b), 2014 (125a), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e).

Como apoyo para la deducción de información sobre la procedencia litológica y los tiempos de tránsito de las descargas al túnel, se han estudiado las condiciones de saturación de las aguas en los carbonatos y sulfatos presentes en las formaciones geológicas sedimentarias del Jurásico y Triásico. Se han calculado los índices de saturación (IS) de los minerales calcita, dolomita y yeso con el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Debido a su mayor

estabilidad, se han utilizado los datos de pH y alcalinidad de laboratorio y no los de campo, lo cual introduce cierta incertidumbre en los valores de IS calculados, que podrían estar sobreestimados, especialmente en el caso de los minerales carbonatados. Además, la temperatura no se pudo medir en campo debido a la imposibilidad de medir parámetros dentro del túnel, por lo que los valores usados para calcular los IS se han estimado usando la función de gradiente térmico deducida a partir de la temperatura del agua subterránea a diferentes cotas de descarga en la MASb (ver Apartado 5.3.3). Por último, para el cálculo del IS del yeso se han usado los valores analíticos de SO_4 , que como se acaba de discutir están algo infravalorados. No obstante, se puede prever que el uso de los valores estimados (Tabla 7.5, columna G) no cambiaría el sentido de los resultados.

Todas las muestras parecen sobresaturadas en calcita (Figura 7.29). No obstante, si no se tiene en cuenta la incertidumbre asociada al uso de datos que no fueron medidos en el campo y a la posible sobrevaloración de cationes, pero se considera un margen de incertidumbre global de los valores de IS entre ± 0.5 (Figura 7.29), las dos muestras tomadas más al N en el sector central del túnel (149 y 150) y las dos tomadas más al sur en el sector S (154-155) están algo menos sobresaturadas, y de hecho podrían estar cerca del equilibrio con respecto a la calcita, mientras que el resto de muestras (incluyendo las aguas tomadas en distintos momentos en el flujo total que sale del túnel, 125a a 125e), presentan un mayor grado de sobresaturación. Esto es consistente con la hipótesis deducida a partir del NO_3 , el Cl y la relación Cl/Br de que las aguas de las surgencias 154 y 155 proceden de líneas de flujo más cortas que las demás. Dado que en los suelos agrícolas la generación de CO_2 es mayor que en suelos naturales, y que este proporciona al agua mayor agresividad frente a los carbonatos, la menor sobresaturación de la muestra 154 es consistente con una recarga y un transporte hasta el túnel relativamente rápidos. También lo es con los mayores caudales de descarga medidos/calculados para el tramo correspondiente a las muestras 154 y 155 (Figura 7.17).

En las muestras tomadas en la boca del túnel (125a a 125e) se observan cambios temporales del grado de sobresaturación, acercándose al equilibrio en algunos momentos (muestra 125e, de finales de octubre de 2016). Dejando de lado el papel de la incertidumbre analítica y la asociada al uso de datos de laboratorio, es muy probable que dichos cambios temporales se deban a cambios menores en la red de flujo en torno al túnel en cada momento de muestreo, vinculados a la variabilidad estacional de la recarga (y de la velocidad del agua que circula por la matriz carbonatada hasta llegar al túnel), tal como se ha comentado al describir la Figura 7.28.

Todas las aguas están claramente sobresaturadas en dolomita. Esto es lo esperable, ya que la dolomita es menos soluble que la calcita (a 25 °C el producto de solubilidad de la dolomita y la calcita son $K_s=10^{-17,1}$ y $K_s=10^{-8,48}$ respectivamente; Appelo y Postma, 1993). Por esta razón, en cualquier agua los valores de IS de la dolomita son siempre mayores que los de la calcita. No obstante, en este caso se observa un mayor grado de sobresaturación en las aguas de las surgencias del tramo central del túnel (151, 152 y 153) que en las de las surgencias del tramo S (154 y 155), a pesar de que estas últimas tienen mayores valores de la relación Mg/Ca que las otras. Esto se debe a que los contenidos de Mg y de Ca son mayores en las primeras muestras que en las

segundas, pero no se puede descartar que también contribuya el uso de datos estimados (temperatura) y de laboratorio en vez de los de campo.

Con respecto al yeso, todas las aguas están claramente subsaturadas, pero se observan notables diferencias en el grado de subsaturación de unas muestras a otras (Figura 7.29). La muestra menos subsaturada es la 150. A partir de esta muestra y hacia el S las demás (salvo la muestra integrada 125) van aumentando el grado de subsaturación. Esto se debe a la disminución del contenido de SO_4 (principalmente) y de Ca en las descargas al túnel en ese sentido (ver Figura 7.22).

Figura 7.29. Índices de saturación de calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) calculados con PHREEQC 3.3.11 para las muestras del interior y de la boca de salida (125a) del túnel en octubre de 2014 y en las muestras tomadas en la salida en 2012 (125b), 2015 (125c) y 2016 (125d y 125e). La flecha indica la tendencia temporal (periodo 2012-2016) observada en las aguas muestreadas a la salida del túnel (125a-e).

Aunque los IS calculados con PHREEQC presentan una incertidumbre global vinculada al uso de datos de pH de laboratorio, de datos de temperatura estimados, y también a la propia incertidumbre analítica deducida en los párrafos anteriores, los valores obtenidos son consistentes con la mineralogía calizo-dolomítica dominante en el macizo atravesado por el túnel. Además, parece que las aguas que ingresan al túnel han disuelto ya suficientes carbonatos como para saturarse e incluso sobresaturarse en ellos. Aunque esto no requiere tiempos de tránsito muy elevados, ya que los carbonatos son relativamente solubles, las diferencias entre muestras sí implican que algunas aguas (151, 152 y 153) han tenido más tiempo de contacto y otras mucho menos (150 y 154).

A pesar de las incertidumbres mencionadas, el estudio de los IS ha proporcionado la siguiente información general: a) las aguas captadas en el túnel parecen estar como mínimo en equilibrio, y probablemente algo sobresaturadas, con respecto a la calcita; b) todas están sobresaturadas en dolomita, lo cual era esperable dado que entre los materiales del macizo hay dolomías; c) las aguas del tramo inicial y final, menos saturadas, sugieren una componente local de recarga; d) la diferencia entre las condiciones más cercanas al equilibrio de la calcita y de clara sobresaturación de la dolomita sugiere que la interacción del flujo subterráneo con las formaciones dolomíticas (Dogger y Lías) es relevante; e) las aguas no presentan contenidos muy elevados de SO_4 y aunque parecen estar notablemente subsaturadas en yeso, las incertidumbres comentadas anteriormente sugieren tener prudencia con estos resultados.

7.7. Contribución de los isótopos estables (^{18}O y ^2H) y el tritio (^3H) al conocimiento del flujo regional en torno al túnel

En primer lugar se ha analizado la información general que aportan los valores de ^3H y de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ medidos en las surgencias muestreadas en el interior del túnel en octubre de 2014 y en el flujo total a la salida del mismo en octubre de 2012 y octubre de 2014.

Respecto al ^3H , se observa que todas las muestras tienen ^3H claramente medible, con contenidos en general bajos (al igual que en gran parte de las muestras analizadas en el conjunto de la MASb; ver Apartado 5.4) que oscilan entre $0,2 \pm 0,1$ UT y $2,3 \pm 0,2$ UT. El rango de valores de ^3H en agua de lluvia medido entre los años 2000 y 2016 en estaciones cercanas de la red REVIP/AEMET/CEDEX (Murcia, Ciudad Real y Madrid; <http://www.cedex.es>) oscila entre 1,5 y 10 UT, aunque los valores más comunes en Ciudad Real, que es la estación más cercana y que mejor comparte las condiciones atmosféricas que originan lluvia en la zona de estudio, están entre 3 y 4,5 UT. La magnitud de estos valores indica que el tritio que aporta actualmente la lluvia (y al menos desde el año 2000) es ya de origen natural. Sin embargo, hacia mediados de la década de 1990 la lluvia de la Península Ibérica posiblemente aún tenía algo de ^3H termonuclear, y sus contenidos estaban en torno a 7-10 UT (Plata, 2006). Por tanto, una primera evaluación de los contenidos de tritio en las muestras de agua del túnel indica que, en principio, son consistentes con tiempos de tránsito relativamente cortos.

Para tener una idea de la magnitud de dichos tiempos se han interpretado los datos según un modelo de flujo de pistón en el terreno. La Figura 7.30 muestra las actividades de tritio residual que deberían tener en el año 2014 (año de muestreo del túnel) las aguas subterráneas que hubiese originado la recarga de lluvias con el tritio inicial de la lluvia de Ciudad Real entre los años 2000 y el mismo 2014, y que no se hubiesen mezclado en el terreno ni entre sí ni con aguas recargadas en otros períodos. Si las aguas se moviesen según un flujo de pistón, la muestra con más tritio (151) podría haberse recargado en los años 2001 o 2002. Es decir, llevaría algo más de 10 años en el terreno. Considerando la incertidumbre, las aguas de las surgencias 150, 152 y 153 se habrían recargado en 2008 y llevarían 6 años en el terreno. No obstante, esta interpretación no implica que el flujo en el macizo responda a modelo de tipo pistón, por lo que los tiempos de permanencia podrían ser otros.

Figura 7.30. Línea continua: contenido anual de tritio en la lluvia de Ciudad Real (ponderado por la cantidad) entre los años 2000 y 2006-datos REVIP/AEMET/CEDEX, ([http://www.cedex.es/CEDEX/LANG CASTELLANO/ORGANISMO/CENTYLAB/CETA/LINEAS/07_REVIP.htm](http://www.cedex.es/CEDEX/LANG_CASTELLANO/ORGANISMO/CENTYLAB/CETA/LINEAS/07_REVIP.htm)). Línea discontinua: tritio residual esperable en el año 2014 en las aguas subterráneas originadas por la recarga de esas lluvias, según un modelo de flujo tipo pistón. Rombos negros: tritio medido (con su incertidumbre) en las surgencias muestreadas en 2014 en el interior del túnel de Talave. Flechas continuas: año muy probable de recarga de cada muestra. Flecha discontinua: año probable de recarga.

Los contenidos de tritio de las muestras 149, 154 y 155 no se pueden interpretar según este modelo de flujo: la figura indica que se habrían recargado antes del año 2000, pero aunque no se dispone de datos de lluvia en Ciudad Real antes de ese año, sí se sabe que tenía más de 5 UT (por similitud con Madrid, debía tener entre 7 y 10 UT; Plata, 2006). Por tanto, esas tres muestras deben corresponder a mezclas de líneas de flujo de muy distintos tiempos de residencia. En realidad la interpretación de estas muestras es compleja: según el tritio, corresponden a aguas con tiempos de tránsito mayores que las otras (del orden de varias décadas posiblemente), pero según la información aportada por el NO_3 (Figura 7.31), esas muestras (al menos la 149 y la 154) procederían de flujos más cortos que las otras. Esta aparente incoherencia podría tener una explicación plausible si las surgencias 149, 154 y 155 procediesen de líneas de flujo relativamente cortas, procedentes de campos de cultivo cercanos al túnel y que se regasen con aguas subterráneas que fuesen mezcla de líneas de flujo relativamente antiguas. Más adelante, al discutir la relación del tritio con la CE y con el NO_3 , se propone otra hipótesis también plausible para explicar las características de estas aguas.

Esta hipótesis también sugiere que, aunque la forma de la piezometría en el entorno del túnel (Figura 7.17C) indica que domina la componente horizontal del flujo (igual que en el conjunto de la MASb a escala regional), esta situación puede no cumplirse en el entorno del túnel, a escala local.

De la comparación de la actividad de tritio con la CE (Figura 7.31A) y con el contenido de NO_3 (Figura 7.31B) se deduce que las surgencias que más contribuyen al flujo total del túnel son la 155 y la 151, y que la contribución del resto de surgencias es insignificante en relación con esas dos.

Por otro lado, la Figura 7.31 muestra que la surgencia con más tritio y más NO_3 al mismo tiempo (151) debe ser un agua con tiempo de permanencia en el terreno muy corto, es decir de procedencia muy local. Las surgencias 149 y 154, con muy poco ^3H y mucho NO_3 , están entre las aguas más antiguas del conjunto, pero tienen una contribución notable de agua reciente con NO_3 agrícola. La surgencia 155, con la menor actividad de ^3H del conjunto, aporta al túnel el agua con mayor tiempo en el terreno. Sin embargo también tiene algo de nitrato agrícola, luego también debe tener cierta contribución de agua recargada no muy lejos. Al explicar la Figura 7.30 se ha propuesto una posible explicación para los valores de tritio y nitrato de estas surgencias: la recarga de excedentes de riego realizado con aguas subterráneas algo antiguas. Pero hay otra explicación también plausible: la recarga, a través de cauces habitualmente secos, de agua de escorrentía procedente de los campos de cultivo en época de lluvia, y la mezcla en el macizo (favorecida por el flujo preferencial a través de fracturas) de parte de esas aguas de recarga local y con NO_3 , con otras aguas sin nitrato y con poco tritio procedentes de áreas más lejanas (líneas de flujo subregionales). En la Figura 2.1 (Capítulo 2) se ve que justo al S de la ubicación de la surgencia 155 pasa la Rambla de la Heruela, que procede del NO del túnel y fluye hacia el SE del mismo, y entre las ubicaciones de las surgencias 153 y 154 pasa la Rambla del Mullidar, con orientación similar a la otra y mayor envergadura. En la cabecera de ambas ramblas hay actividad agrícola, de modo que la hipótesis propuesta es factible.

Figura 7.31. Actividad de tritio en las muestras de las surgencias interiores (149 a 155) y en el flujo total del túnel (125) frente a (A): CE de laboratorio; (B): contenido de NO_3 . Combinando ambas figuras se deduce que las surgencias que más contribuyen al flujo total son la 155 y la 151 y que la contribución de las otras es despreciable frente a estas.

Esta misma hipótesis de mezcla de flujos locales y subregionales podría explicar la composición de las aguas 150, 152 y 153, que respecto al conjunto de las surgencias tienen contenidos intermedios de NO_3 agrícola, actividades de ^3H también intermedias pero son las más mineralizadas de todas. Los contenidos de ^3H y NO_3 en esas mezclas dependen de los valores iniciales en las aguas locales y regionales que se mezclan y, en gran medida, de las

proporciones de mezcla. Para contrastar estas hipótesis habría que realizar estudios complementarios a los de esta tesis.

La comparación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ medidos con los de CE confirma la información que aporta el tritio respecto a que las surgencias 151 y 155 proporcionan la mayor parte del flujo total del túnel (Figura 7.32). Por tanto, los isótopos han contribuido de forma notable a discriminar la contribución relativa de cada surgencia al flujo total del túnel y a confirmar que la mayor parte de dicho flujo corresponde a surgencias de la vertiente S (cuenca del Segura).

Figura 7.32. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ (A) y $\delta^2\text{H}$ (B) medidos en las muestras de las surgencias interiores (149 a 155) y en el flujo total del túnel (125) frente a la CE de laboratorio. La figura confirma que las surgencias 151 y 155 son las que más contribuyen al flujo total del túnel, con gran diferencia respecto a las otras.

Cálculo de la contribución de las filtraciones de los sectores central y S al flujo total del túnel

Las figuras 7.26, 7.31 y 7.32 indican que el agua que sale del túnel procede mayoritariamente de dos zonas de surgencia, el sector central del túnel (surgencias 149, 150, 151, 152 y 153) y el sector sur (surgencias 154 y 155). Las distintas muestras tomadas en cada sector tienen composiciones químicas e isotópicas relativamente homogéneas, y las muestras del flujo total que sale del túnel (125) parecen ser una mezcla casi perfecta de esos dos grupos de aguas (suponiendo que la descarga al túnel al N de la surgencia 149 es nula, despreciable o bien tienen la misma composición de las surgencias del sector central). Considerando las aguas del sector central y del sector sur como dos aguas extremo de una mezcla binaria cuyo resultado es el agua 125, se puede estimar qué proporción del agua que descarga en cada una de esas zonas hay en el flujo total del túnel. Si el cálculo de las proporciones de mezcla se realiza usando componentes conservativos que forman parte de la propia molécula de agua, como es el caso de los isótopos ^{18}O , ^2H y ^3H , las proporciones obtenidas son asimilables a proporciones de flujo de cada agua extremo en el flujo total:

$$(\delta, ^3\text{H}) \text{ Mezcla} = x (\delta, ^3\text{H}) \text{ Extremo Sector central} + (1-x) (\delta, ^3\text{H}) \text{ Extremo Sector S}$$

donde:

$\delta, ^3\text{H}$ = delta (isótopos estables); Contenido (tritio)

x = Proporción de las surgencias del Sector Central en la mezcla.

$1-x$ = Proporción de las surgencias del Sector Sur en la mezcla

Las figuras 7.31 y 7.32 muestran, de forma empírica, que las muestras 151 y 155 son las que mejor representan las características isotópicas de las surgencias más abundantes en el sector central del túnel y en el sector S, respectivamente. Por esa razón se han elegido como representativas de la composición de ambos extremos, aunque se sobreentiende que las muestras no representan surgencias puntuales sino el agua que descarga a lo largo de cierta longitud de túnel en cada una de las dos zonas. A este cálculo se ha llamado Modelo 1. Para evaluar el efecto de la composición de las otras muestras del sector central sobre las características del agua extremo de esa zona, también se ha calculado la mezcla usando como valores de ese extremo la composición media de las muestras 149, 150, 151, 152 y 153. A este cálculo se ha llamado Modelo 2.

En la Tabla 7.6 se muestran los valores de las aguas extremo y del agua mezcla utilizados, los cálculos realizados y las proporciones de mezcla obtenidas en ambos modelos. El Modelo 1 indica que la contribución de las surgencias del sector central al flujo total es del 76 % y el resto procede del sector Sur. En el Modelo 2, sin embargo, el tritio proporciona valores absurdos de contribución de esta agua extremo a la mezcla debido a que el contenido medio de tritio en esas surgencias y el de las surgencias del sector S son inferiores al de la mezcla. En ambos modelos el $\delta^2\text{H}$ proporciona valores muy similares al del tritio en el Modelo 1: 75 % de agua del sector central y 25 % de agua del sector Sur en el Modelo 1 y 79 % y 21 %, respectivamente, en el Modelo 2. El $\delta^{18}\text{O}$ proporciona valores algo diferentes a los del tritio y el $\delta^2\text{H}$ en los dos modelos, y además los valores son relativamente similares en ambos: 56 % (Modelo 1) y 59 % (Modelo 2). Esto podría estar relacionado con modificación de los valores de todas las muestras en origen por enriquecimiento evaporativo durante la recarga. Dado que el rango de valores del $\delta^{18}\text{O}$ es mucho menor que el del $\delta^2\text{H}$ y que el fraccionamiento es también mayor para el ^{18}O , el efecto del enriquecimiento sería una cierta disminución de las diferencias de composición. También podría deberse a la incertidumbre analítica, o a otra causa.

El cálculo realizado proporciona valores plausibles de la proporción de agua en el flujo total del túnel que procede de descargas en el sector central y de descargas en el sector S. La primera zona podría aportar alrededor de tres cuartas partes del flujo total; el resto procedería del sector S. Estas proporciones se refieren a surgencias que ocurren, todas ellas, en la parte calificada como de “filtraciones significativas” en la Figura 7.16.

Combinando la información proporcionada por el tritio, los isótopos estables, el NO_3 y el Cl, el agua del sector central es principalmente contemporánea, bastante contribuida por excedentes de riego, de mineralización media, recargada a cotas mayores de las existentes sobre el túnel y algo evaporada durante la recarga. El agua del sector S es poco mineralizada, aunque con una leve contribución de excedentes de riego; recargada a cotas más bajas que la otra, también evaporada durante la recarga, pero algo más antigua que la del sector central. Esto último quizás se deba simplemente a que tiene menos mezcla –en el macizo– con líneas de flujo de distinto tiempo de tránsito que las aguas del sector central.

Tabla 7.6. Cálculo de la contribución de las filtraciones del sector central del túnel y del sector S al flujo total que sale del mismo (muestra 125).

Aguas extremo / mezcla	^3H (UT)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
(ESC) Extremo Sector Central (151)	2,30	-8,06	-53,70
(ESCM) Extremo Sector Central (media 149,150,151,152,153)	1,20	-8,02	-53,42
(ESS) Extremo Sector S (155)	0,20	-7,22	-48,00
(AM) Agua mezcla (125)	1,80	-7,69	-52,28
Modelo 1: $\text{AM} = x\text{ESC} + (1-x)\text{ESS}$			
Proporción de ESC en 125	0,76	0,56	0,75
Proporción de ESS en 125	0,24	0,44	0,25
Modelo 2: $\text{AM} = x\text{ESCM} + (1-x)\text{ESS}$			
Proporción de ESCM en 125	1,60	0,59	0,79
Proporción de ESS en 125	-0,60	0,41	0,21

La Figura 7.33A muestra la relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras del túnel y las rectas meteóricas media mundial ($d = +10 \text{ ‰}$) y la representativa del Mediterráneo occidental ($d \approx +13 / +14 \text{ ‰}$; Araguás, 1991). Aunque algunas muestras parecen consistentes con la recta meteórica media mundial, la figura indica que en realidad la mayoría (podrían ser todas) están algo evaporadas y proceden principalmente de la infiltración de lluvias de origen mediterráneo caídas a distintas altitudes. La evaporación debe ocurrir durante el tránsito por la parte superior de la zona no saturada, ya sea en terreno silvestre (dominante al O del túnel) o agrícola (dominante al N, S, E y encima del túnel). Además, las aguas de las surgencias 154 y 155 tienen valores en origen (descontando el enriquecimiento evaporativo) algo más pesados que las aguas de las otras surgencias (entre 0,5 y 1 unidad de $\delta^{18}\text{O}$ y alrededor de 5 unidades de $\delta^2\text{H}$). Si las aguas de estas dos surgencias procediesen de la recarga del agua meteórica, esto indicaría que la recarga tienen lugar a partir de lluvias caídas a menor altitud que las que originan las otras surgencias. En principio esta información sería válida también en el caso de que el origen de estas aguas fuesen excedentes del riego con agua subterránea (una de las hipótesis planteadas en los párrafos anteriores en relación con el tritio), pero se aplicaría a las lluvias originales que dieron lugar a esas aguas subterráneas. En caso de que esas surgencias fuesen mezcla de agua de procedencia subregional con agua de recarga local a través de los cauces de las ramblas, los valores más pesados podrían explicarse por la contribución a la mezcla de aguas evaporadas en los materiales del lecho de los cauces, aunque en este caso cabría esperar contenidos de Cl mayores en ambas muestras (9 y 13 mg/L respectivamente). Todas estas especulaciones

requerirían adquirir más información de la disponible en este momento para contrastarlas.

La Figura 7.33B muestra los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras del túnel frente a la altitud de muestreo, proyectados sobre el gráfico con los valores de las aguas subterráneas de toda la MASb y la recta isotópica altitudinal deducida en el Apartado 5.4. Si se tiene en cuenta el enriquecimiento evaporativo, las aguas de las surgencias 149, 150, 151, 152 y 153 se habrían recargado, con más probabilidad, entre los 1200 y los 1350 m s.n.m. (aunque la figura indique cotas de hasta 1450 m s.n.m., no hay relieves con cotas mayores a 1350 m s.n.m. en la zona de influencia del túnel), y con menor probabilidad entre los 975 y algo menos de los 1200 m s.n.m. Considerando valores originales de $\delta^{18}\text{O}$ para las surgencias 154 y 155 de entre -7,25 a -7,50 ‰, estas se habrían recargado alrededor de los 1200-1250 m s.n.m. El segundo rango de cotas es algo mayor de las que tiene el terreno encima del túnel (oscilan entre 850 y 1050 m s.n.m.) y su entorno más cercano, pero son comparables. Ambos rangos de cotas de recarga serían consistentes con los tiempos de tránsito que indica el tritio, que sugiere predominio de flujos locales para las surgencias 154 y 155 y mezcla de flujos locales y subregionales para las surgencias 149, 150, 151, 152 y 153. El primer rango de cotas se encuentra en una zona no muy lejana, a unos 19-20 km al O del túnel (zona donde nacen las Cañadas de Haches) (Figura 7.34).

Por tanto, el $\delta^{18}\text{O}$ indica un predominio de flujos subregionales frente a los locales para las surgencias del sector central del túnel (aunque según el NO_3 y el ^3H todas ellas tienen contribuciones variables de flujos locales) y de flujos locales para las surgencias del sector S del túnel. Este modelo es consistente con el tipo de medio geológico en el cual está excavado el túnel, con la red de flujo natural y con la existencia de agricultura encima del mismo.

Para contrastar las hipótesis respecto a la contribución a las descargas a túnel de flujos predominantemente locales o subregionales se ha estudiado la relación entre los contenidos de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Figura 7.35) y la relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y los contenidos de Cl y NO_3 (Figura 7.36). Como ya se ha visto, en conjunto tanto los valores de ^3H como los de $\delta^{18}\text{O}$ responden a líneas de flujo con tiempos de tránsito diferentes, característicos a priori tanto de flujos subregionales como de flujos locales. Las aguas 149, 150, 152 y 153, con poco tritio ($^3\text{H} \leq 1,5$ UT) y valores ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ (-7,8 a -8,2 ‰) (Figura 7.35) procederían principalmente de flujos subregionales recargados a cotas más altas que las del entorno del túnel, mientras que las muestras 154 y 155, con muy poco tritio ($^3\text{H} \leq 0,5$ UT) pero enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ (-6,3 y -7,2 ‰) procederían principalmente de flujos locales. La muestra 151, bastante ligera ($\delta^{18}\text{O} = 8,06$ ‰) pero con mucho tritio ($^3\text{H} = 2,3 \pm 0,2$ UT) podría ser una mezcla bastante ponderada de aguas recargadas localmente y algo más lejos. Es decir, todas las muestras son mezclas de aguas recargadas a distintas distancias del túnel, aunque en algunas domine la contribución de origen más lejano y en otras la de origen local. Dos evidencias principales apoyan la hipótesis de las mezclas:

Figura 7.33. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras tomadas en el túnel. La línea sólida es la línea meteórica media mundial ($d \approx +10$ ‰; Craig, 1961) y la discontinua es representativa de la línea meteórica del Mediterráneo occidental ($d \approx +13 / +14$ ‰; Araguás, 1991). (B) Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud en las muestras de agua subterránea del túnel. Se representa la recta altitudinal propuesta en el Capítulo 5 para el conjunto de la MASb.

Figura 7.34. Delimitación aproximada de zonas con altitudes comprendidas entre 975 y 1200 m s.n.m. (englobadas en línea discontinua roja) y entre 1200 y 1350 m s.n.m. (englobadas en línea discontinua verde) en el área de estudio. Se indica la traza del túnel de Talave y la localización de las muestras tomadas en el interior y boca de salida del túnel.

- 1) todas las muestras tienen más NO_3 del esperable para fuentes naturales (los contenidos de origen natural no deberían ser mayores de 5-10 mg/L, como mucho) (Figura 7.36A), lo que significa que todas tienen contribución de flujos relativamente locales, ya que la traza del túnel coincide en superficie con áreas agrícolas temporalmente activas (cultivos de regadío y/o seco). La muestra 154, con 39 mg/L de NO_3 , es la que menos Cl tiene (9 mg/L) (Figura 7.36B) y también tiene poco tritio ($\leq 0,5$ UT), y está notablemente enriquecida por evaporación. Esto sugiere un tiempo de tránsito muy corto (al contrario de lo que indica el tritio) de agua con notable contribución de excedentes de riego. Al discutir la Figura 7.31 se han propuesto dos hipótesis, una más plausible que la otra, para justificar los valores de ^3H y NO_3 de esta muestra: 1) que se trata de excedentes de riego realizado con agua subterránea con cierto tiempo de permanencia en el terreno pero poco mineralizada; 2) que se trata de una mezcla de flujos subregionales con otros más cercanos, recargados estos en época de lluvia a través de los cauces de las ramblas que cruzan por encima el túnel y recorren campos de cultivo al E y sobre el mismo (esta debería proporcionar aguas más mineralizadas);
- 2) todas las muestras están algo enriquecidas isotópicamente por evaporación durante la recarga, pero la más enriquecidas son las aguas 154 y 155. Este proceso es más probable que afecte más intensamente al agua que se recarga sobre el túnel, ya que los espesores de zona no saturada son mayores debido a la desaturación ocasionada tras la perforación y a los

bombes para riego. Lo mismo sería esperable para aguas infiltradas desde el lecho de ramblas que permanecen secas la mayor parte del año.

Además, en el entorno más cercano al túnel es esperable que la red de flujo esté influenciada por la estructura geológica, lo que influiría sobre los contenidos isotópicos de las descargas al interior del túnel. Muchos autores, como por ejemplo Maréchal y Etcheverry (2003), inciden en el importante papel que juegan la conductividad hidráulica y el nivel de densidad y grado de apertura de las fracturas en los flujos que se filtran en los túneles excavados en rocas duras.

Por tanto, siguiendo las hipótesis antes planteadas, la recarga local en determinados tramos del túnel podría ser relevante, aunque la magnitud de los flujos regionales debería ser mayor (recarga media entre 70 mm/año y 120 mm/año) que de los flujos locales (recarga media en la zona del túnel entre 30 mm/año y 40 mm/año) (Hornero et al., 2016).

Figura 7.35. Relación entre los contenidos de ^3H y $\delta^{18}\text{O}$ y entre ^3H y $\delta^2\text{H}$ en las muestras obtenidas en el túnel. Dentro del cuadro negro discontinuo están agrupadas las muestras que están dentro del rango de valores de $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en agua de lluvia (estaciones de la MASb), y englobada en amarillo la muestra 154, agua más evaporada, y contenido de ^3H bajo y similar a otras muestras (149 y 155).

Por otro lado, la concentración de Cl muestra un comportamiento similar al del NO_3 (Figura 7.36B): el agua más diluida en Cl y enriquecida en isótopos estables coincide con las muestras 154 y 149 respectivamente. La muestra 149 parece afectada por procesos locales que afecten a su contenido en Cl (por ejemplo, suelos menos permeables y más retentivos). La posibilidad del enriquecimiento isotópico de la muestra 154 por evaporación durante la infiltración a través de la ZNS parece posible si se considera que el agua de recarga incorpora un notable contenido de nitrato, lo que sugiere tiempos de residencia más largos y mayor exposición a la evapotranspiración en un suelo agrícola. El menor contenido de Cl en la muestra 154 respecto a las demás parece, en principio, contradictorio con la mayor evapoconcentración de la muestra, aunque este soluto podría estar algo infravalorado (ver Figura 7.27B).

Figura 7.36. Relación entre el NO₃ (izquierda) y Cl (derecha) y el contenido de δ¹⁸O en las muestras tomadas en el túnel.

Estimación de tiempos de tránsito del flujo horizontal

Si se combina la información aportada por el δ¹⁸O en cuanto a la distancia al túnel de la zona de recarga más probable para la componente subregional de las aguas de las surgencias 149, 150, 152 y 153 (la surgencia 151 tiene demasiado tritio para proceder, al menos mayoritariamente, de esa zona, y las surgencias 154 y 155 proceden de cotas algo más bajas) y la aportada por el ³H en cuanto a la actividad inicial de tritio en el agua de recarga desde aproximadamente el año 2000, se puede obtener información representativa de los tiempos de tránsito hasta el túnel y las velocidades de flujo de aguas que se hubiesen recargado entre ese año y la actualidad en la zona más elevada situada a unos 19 km al O del túnel. Se puede hacer una estimación de la velocidad de flujo de estas aguas usando la ley de desintegración radioactiva:

$$N = N_0 \times e^{-\lambda t}; t = T/0,693 \times \ln N_0/N \quad (3)$$

donde N es la actividad de ³H medida en el agua subterránea en un momento dado (aquí, el año 2014), N_0 es la actividad de ³H en el agua de lluvia que produjo la recarga (se considera entre 3 y 5 UT), t es el tiempo transcurrido entre la recarga y el muestreo/análisis (tiempo de tránsito), λ es la constante de desintegración del tritio (0,05634), e es la base de los logaritmos neperianos y T es el periodo de semidesintegración del tritio, siendo $T \approx 12,3$ años.

Sin considerar la incertidumbre de las actividades de las muestras, los tiempos de tránsito calculados están entre unos 15 años y unos 45 años (Tabla 7.7). En principio los tiempos de tránsito mayores a 15 años no tienen sentido en el marco de este ejercicio, pues las lluvias anteriores al año 2000 debían tener más de 5 UT (aunque los datos de la red REVIP/AEMET/CEDEX para Ciudad Real sugieren contenidos menores a 4 UT en el año 1999; ver Figura 7.30), por tanto, la única muestra cuya actividad se podría explicar por el modelo conceptual propuesto es la 153.

En el marco de este ejercicio las demás muestras deberían ser mezclas de aguas recargadas en años distintos (como se ha deducido en las páginas

anteriores), pero no se puede hacer una estimación de los tiempos medios de residencia por no disponer de la función de entrada de tritio en lluvia a lo largo del tiempo para la zona. No obstante, la Figura 7.30 ha mostrado, usando datos reales de ^3H en la lluvia de Ciudad Real, que sí es posible que las aguas de las surgencias 150, 152 (y 153) se recargasen a partir de una lluvia como la caída en 2008, y que la muestra 151 podría haberse recargado en los años 2000 o 2001.

Tabla 7.7. Tiempos de tránsito (t_r) y velocidades de flujo (v) estimadas con un modelo de flujo de pistón para las aguas de las surgencias 149, 150, 152 y 153, suponiendo que proceden del área de recarga a 19 km al Oeste del túnel y considerando valores de tritio en la lluvia entre 3 y 5 UT.

Muestra	N_t (UT)	tr (años) para		v (m/año)	v (m/día)
		$N_0=3$ UT	$N_0=5$ UT		
149	$0,4 \pm 0,2$	35,76	44,83	531	1,5
150	$1,1 \pm 0,2$	17,81	26,87	1067	2,9
152	$0,9 \pm 0,2$	21,37	30,44	889	2,4
153	$1,3 \pm 0,2$	14,84	23,91	1280	3,5

A efectos de la estimación de tiempos de tránsito, la velocidad de flujo de la muestra 153 sería de unos 3,5 m/día, magnitud que es compatible con un flujo por fracturas y conductos no muy desarrollados (Bakalowicz, 1979; Ghiglieri et al., 2009). En algunos trabajos de ensayo de trazadores realizados en medios porosos heterogéneos (Ptak et al., 2004) se han estimado valores de v entre 6,2 y 18 m/día, y en otros se han obtenido valores entre 0,3 y 6,6 m/día considerando los parámetros físicos característicos de los acuíferos (Houston, 2007). Pulido Bosch (2001) indica que las velocidades aparentes de flujo varían notablemente y de forma inversa a la distancia entre el punto de inyección/recarga y el de muestreo. En acuíferos carbonáticos con un elevado grado de karstificación funcional (Mudarra et al., 2010; De la Torre et al., 2017) se han estimado valores de v mucho más altas (83-215 m/h). Estos valores corresponden a cuencas drenadas por manantiales de tipo “trop plein”, en los que el caudal de descarga (punta de crecida en el hidrograma) no representa el nivel de base del acuífero. En estos últimos trabajos se indica que no ha sido posible determinar la velocidades en cuencas drenadas por manantiales permanentes, como es el caso de los manantiales principales en la MASb Alcaidozo, sugiriendo el posible efecto en el movimiento y dirección del flujo subterráneo de la estructura geológica, las variaciones de la permeabilidad o el dominio del flujo difuso en vez del flujo preferencial por conductos. Por tanto, si lo comparamos con nuestra área de estudio, estos condicionantes son coherentes con el hecho de que la velocidad en medios naturales fracturados poco jerarquizados y con una buena capacidad de regulación pueda ser varios órdenes de magnitud más baja que en medios karstificados. Además, en el Apartado 6.2.2.1 se ha comentado el efecto amortiguador del suelo y la zona no saturada en la velocidad de infiltración del flujo de recarga y el dominio de flujo difuso en el acuífero.

Puesto que el túnel es una obra lineal que intersecta a la estructura hidrogeológica, para conocer mejor el origen del agua que descarga al interior del mismo se ha estimado útil realizar el estudio isotópico comparando los valores de ^3H , $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^3\text{H}$ medidos en cada muestra con los parámetros geométricos e hidrodinámicos potencialmente relevantes en la interacción acuífero-túnel, tales como el espesor de terreno o los de terreno saturado y no saturado por encima de cada punto muestreado. Al representar los valores isotópicos frente a estos parámetros se observa lo siguiente (figuras 7.37 y 7.38):

- Los contenidos de ^3H de las surgencias muestran dos tendencias de variación en sentido N-S a lo largo del túnel (Figura 7.37A), con pendientes elevadas en las dos tendencias. Estas pendientes confirman que a lo largo del túnel descargan aguas procedentes de líneas de flujo con tiempos de residencia diferentes y señalan una notable heterogeneidad espacial en la magnitud de las distintas componentes espaciales del flujo. Las tendencias creciente (149-150-151) y decreciente (152-153-154-155) están limitadas por un punto de inflexión localizado aproximadamente en el km 17 del túnel, cerca del límite hidrográfico de las cuencas Segura y Júcar y al S de la divisoria hidrogeológica (Figura 7.17).
- Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo del túnel (Figura 7.37B) indican que las aguas 149, 150, 151, 152 y 153 proceden de recarga ocurrida en un mismo rango de cotas, aunque quizás algo decreciente en el sentido de la numeración (también aumenta el enriquecimiento por evaporación en ese sentido, según se ha visto en la Figura 7.33). Las aguas 154 y 155 procederían de recarga ocurrida a cotas más bajas que las otras.

Figura 7.37. (A) y (B) Variación de la actividad de ^3H y de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las surgencias a lo largo del túnel. Las flechas indican las tendencias comentadas en el texto.

- No se observa ninguna relación sistemática entre el contenido de ^3H y el espesor de terreno por encima de la posición donde se tomó cada muestra (Figura 7.38A). Entre las muestras con menos tritio las hay con menos de 200 m de recubrimiento (muestras 154 y 155) y también con casi 300 m (muestra 149), mientras que las muestras con más tritio tienen >300 m de

recubrimiento. Esto es consistente con lo ya comentado sobre la variabilidad espacial en la recarga.

- La evolución del contenido de ^3H frente a los espesores de zona saturada (Figura 7.38C) y no saturada (Figura 7.38E) sobre los puntos de muestreo también presenta tendencias de aumento y disminución que no son justificables por los espesores de ambas zonas en cada punto muestreado: entre las surgencias 149 y 151 el contenido de ^3H aumenta al disminuir el espesor de zona saturada por encima y aumentar el de zona no saturada, mientras que entre la surgencia 151 y las 154 y 155 el tritio disminuye sin que exista una variación significativa en el espesor de las zonas saturada y no saturada
- El estudio de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los espesores de roca total (Figura 7.38B), zona saturada (Figura 7.38D) y zona no saturada (Figura 7.38F) muestras dos grandes grupos con valores relativamente similares dentro de cada grupo pero diferentes de uno a otro. Un grupo está formado por las muestras más pesadas, las aguas 154 y 155 (aunque su composición isotópica se diferencia en dos unidades de $\delta^{18}\text{O}$). Estas corresponden a surgencias con el menor espesor de roca sobre el túnel (unos 170 m), el menor espesor de zona saturada (unos 35 m) y el mayor de zona no saturada. Esto es consistente con lo deducido de la Figura 7.29: se trata de las muestras recargadas a menor altitud, y la 154 es la más enriquecida de todas por evaporación. En el resto de muestras el espesor de roca total por encima de cada surgencia no parece influir mucho en la composición de las mismas, pero sí se observa un ligero enriquecimiento isotópico (menos de 5 décimas) conforme disminuye el espesor de zona saturada encima y aumenta el de zona no saturada. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las dos muestras a la salida del túnel (125) representa una mezcla integrada del agua que aportan las distintas surgencias de flujo que descargan a lo largo del túnel.

7.8. Integración de la información adquirida al conocimiento de la MASb. Implicaciones hidrogeológicas

El análisis de la información consultada sobre la construcción del túnel, en gran parte inédita, y la interpretación de los datos piezométricos, hidrométricos, hidroquímicos e isotópicos obtenidos en las campañas de campo, ha contribuido a mejorar e integrar en el conocimiento de la MASb los siguientes aspectos:

1. Se ha incrementado la información geológica de detalle y la información sobre las características litológicas de las formaciones geológicas localizadas en el entorno del trazado del túnel. La serie litológica tipo de la MASb (ver Capítulo 3) se mantiene a lo largo del perfil del túnel y está muy afectada por la tectónica, abundando los pliegues y las fallas. Dentro del marco geológico regional, el conocimiento más detallado de la estructura en el área del túnel aporta solidez al diseño del modelo conceptual.
2. El análisis de la evolución temporal del comportamiento hidrodinámico del túnel a escala subregional ha complementado la información hidrogeológica existente a escala de la MASb (Apartado 4.5.1). Este análisis ha ayudado a establecer patrones de flujo a diferentes escalas

en el conjunto de la MASb. El estudio de la evolución hidrodinámica indica que esta es consistente con el hecho de considerar un único acuífero Jurásico (Dogger-Lías) (Apartado 4.2). La existencia de flujos entre las formaciones del Dogger y Lías es consistente con el hecho de considerar que no hay una capa confinante (Lías Medio-Superior) y que existe conexión entre las distintas formaciones del Jurásico, favorecida principalmente por la permeabilidad secundaria (fracturación).

Figura 7.38. (A) y (B) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de terreno, respectivamente, por encima del lugar de muestreo. (C) y (D) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de zona saturada sobre el lugar de muestreo. (E) y (F) Relación entre las actividades de ^3H y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el espesor de la zona no saturada. La muestra 125 está tomada fuera del túnel. Las flechas indican las tendencias comentadas en el texto.

3. La información piezométrica y la disposición estructural del Dogger sugieren la existencia de una divisoria hidrogeológica en torno a la cota piezométrica de 900 m s.n.m. y situada al N de la divisoria hidrológica Segura-Júcar, cerca de un eje virtual que uniría las localidades de Peñas de San Pedro y Pozohondo. Este desplazamiento entre ambas divisorias tiene efectos sobre la magnitud del flujo subterráneo que circula hacia el N y hacia el S con respecto a la esperable en base a la divisoria superficial. La información piezométrica disponible no permite extender la piezometría y los cálculos a mayor escala espacial.
4. Se han obtenido valores de porosidad eficaz entre $2 \cdot 10^{-2}$ y $2 \cdot 10^{-3}$, del coeficiente de agotamiento entre $2,5 \cdot 10^{-4}$ y $1,6 \cdot 10^{-5}$ y de la transmisividad entre 60 m²/d y 200 m²/d. Estos valores están dentro del rango de valores estimados en los trabajos de caracterización hidrodinámica de los manantiales de Ayna y Liétor (Apartado 4.5.1) y de cuantificación de la recarga a escala de subcuenca mediante balance de agua en el suelo (Apartado 6.2.1.1). Esta consistencia aporta certidumbre a los resultados obtenidos en esos trabajos.
5. La magnitud de los recursos necesarios para justificar el caudal que se está descargando en el túnel es coherente con las dimensiones del sector de influencia (cuenca hidrogeológica comprendida dentro del sector Alcadozo) estimadas en los trabajos de evaluación de la recarga (Capítulo 6) y también con unas condiciones estacionarias para la MASb.
6. Teniendo en cuenta la recarga media estimada en la MASb y la evolución del caudal filtrado al túnel, la relación acuífero-túnel parece estar en equilibrio aproximadamente desde el año 2008. La oscilación de la relación caudal/volumen filtrado depende principalmente de la pluviometría sobre las áreas preferentes de recarga (las de mayor altitud), lo que origina que aquella oscile actualmente alrededor de los valores de equilibrio estimados (Figura 7.20). Se observa un desfase temporal de 1-4 años entre un periodo (1 o más años) húmedo dado y las puntas de caudal (Figura 7.15). El factor suelo (humedad inicial, capacidad de campo y/o punto de marchitez) debe condicionar en parte la tasa de recarga (Apartado 6.2.1).
7. En el movimiento del agua subterránea a través de un medio poroso la velocidad de flujo subterráneo (V) responde a la siguiente expresión:

$$V = \frac{K \times i}{S} \quad (4)$$

siendo K la permeabilidad, i el gradiente hidráulico y S la porosidad. Para un gradiente hidráulico medio $i \approx 0,015$ (Apartado 4.3), una porosidad (S) igual a $3 \cdot 10^{-2}$ o $2 \cdot 10^{-2}$ y un valor estimado de velocidad de flujo media de 3,5 m/día (Tabla 7.1), el rango de valores de permeabilidad estimado está entre 4,6 m/día (para $S = 2 \cdot 10^{-2}$) y 7 m/día (para $S = 3 \cdot 10^{-2}$).

En general, todos los valores estimados se encuentran dentro de los rangos habituales para materiales carbonatados fracturados (calizas y dolomías) de edad Jurásica de la Península Ibérica (Villanueva e Iglesias, 1984; Custodio y Llamas, 1983). La estimación de los valores

de V y K contribuye a mejorar el modelo hidrodinámico conceptual y proporciona datos iniciales realistas para el modelo numérico de flujo.

8. Se ha encontrado alguna diferencia entre los caudales y cotas piezométricas a las que se debería alcanzar el equilibrio hidrodinámico entre el túnel y el macizo según MOP-DGOH-SGOP (1982a) y en esta tesis. Esto es lógico, ya que este tipo de cálculos a medio-largo plazo en un medio tan complejo, y teniendo en cuenta que algunos factores determinantes en su estimación presentan una elevada variabilidad (recarga, diferente comportamiento espacial y vertical de la estructura hidrogeológica,..) implican una incertidumbre notable en las proyecciones que se realicen. De hecho, algunos autores tal como Perrochet (2005) proponen una transformación del algoritmo de cálculo del coeficiente de agotamiento (Ec. (2)) para tiempos y radios de influencia elevados:

$$\alpha = t_{min} \approx \frac{SL^2}{\pi eT} \quad (5)$$

En esta expresión t_{min} indica el tiempo mínimo para el cual esta expresión es válida. Es importante indicar que las proyecciones realizadas pueden diferir temporalmente y espacialmente en base a los algoritmos utilizados. De todas formas, en general los parámetros hidráulicos estimados en MOP-DGOH-SGOP (1982a) son comparables con los obtenidos en esta investigación.

9. Comparando la situación piezométrica actual de la MASb (periodo 2012-2014) con la situación piezométrica existente antes de la construcción del túnel (IGME-DGA, 2012) (Apartado 4.3), el descenso de la cota piezométrica en el sector de influencia (sector Alcadozo; Apartado 4.2) oscila entre 60 y 100 m. Se puede aceptar que la superficie piezométrica no ha cambiado desde que se alcanzó el equilibrio acuífero-túnel. Por otro lado, considerando la superficie permeable (Dogger-Lías) del sector de Alcadozo ($\approx 152 \text{ km}^2$) (Capítulo 6.2.2.1), valores de porosidad (S) de $2 \cdot 10^{-2}$ o $3 \cdot 10^{-2}$ y un volumen total filtrado al túnel de 318 hm^3 (periodo 1969-2007, ya que aproximadamente en 2008 se alcanza el equilibrio), se ha estimado que el descenso piezométrico acumulado en el entorno como consecuencia de la construcción del túnel oscila entre 69 m y 104 m para $S=3 \cdot 10^{-2}$ y $S=2 \cdot 10^{-2}$, respectivamente. Teniendo en cuenta la heterogeneidad del medio, estas cifras son coherentes con el rango de descensos medios deducidos del análisis de la piezometría histórica (ver Figura 4.3). Asimismo, estos valores son consistentes con los aportados por IGME-CHS (2009) y Hornero (2010) en la estimación del volumen de reservas de agua almacenadas en la MASb. Estos resultados aportan fiabilidad al valor de la porosidad utilizado en los cálculos.
10. Las aguas de las surgencias son bicarbonatadas cálcicas y magnésicas y tienen mineralizaciones medias (CE entre 400 y 600 $\mu\text{S/cm}$). Esto es coherente con la composición de las fuentes naturales de solutos más abundantes en la zona, los carbonatos cálcicos y magnésicos. Los relativamente bajos contenidos de SO_4 indican que la interacción de las aguas con yeso, presente principalmente en los materiales del Triásico y en menor medida en los sedimentos del Jurásico medio (muy localmente

y con poco espesor; IGME-CHS, 2009), no es un proceso cuantitativamente relevante para el conjunto de las aguas en comparación con la disolución de carbonatos. Sin embargo, las surgencias 150 y 151, situadas en la parte central del túnel, tienen más del doble de SO_4 que las demás aguas. Puesto que no se observa contribución de SO_4 agrícola a estas aguas, la litología es la única fuente. Esto es consistente con el hecho de que los contenidos de SO_4 en las surgencias al túnel disminuyen hacia el S, al mismo tiempo que la cota de los materiales triásicos desciende.

11. A pesar de las incertidumbres involucradas en los valores calculados, los IS indican aguas equilibradas o ligeramente sobresaturadas en calcita, claramente sobresaturadas en dolomita y subsaturadas en yeso. Los IS de las aguas muestreadas en varios momentos (2012-2016) en la salida del túnel indican aguas en equilibrio con calcita o cercanas al equilibrio con dolomita. Estas condiciones dan mayor relevancia al contacto del agua con materiales dolomíticos, principalmente del Lías, aunque la presencia de calizas magnesianas en el Dogger hace factible también el flujo por estos materiales.
12. Todas las surgencias muestreadas dentro del túnel tienen más NO_3 del esperable para un origen natural, que no debe superar los 10 mg/L como mucho. Las muestras tienen entre 14 y 39 mg/L, lo que indica que todas tienen contribución de excedentes de riego, aunque en distinta proporción. Las surgencias con mayor contribución son las 149 y 151, ambas del sector central del túnel.
13. Los contenidos de Cl son relativamente bajos (9 a 27 mg/L). Combinados con los valores de la relación molar Cl/Br, indican que el origen del Cl es atmosférico y que las aguas subterráneas que descargan al túnel proceden principalmente de recarga a elevada altitud.
14. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ han contribuido a estudiar el origen de la recarga del agua que descarga al túnel y a conocer mejor los patrones de flujo. Todas las muestras están algo enriquecidas por evaporación en distinto grado (ver Figura 7.33). Considerando el enriquecimiento evaporativo, los contenidos de ambos isótopos en las aguas del túnel indican que las surgencias muestreadas en el sector central del túnel se han recargado en áreas más elevadas que las del terreno sobre el propio túnel, a altitudes entre 1200 y 1350 m s.n.m. Estas condiciones existen no muy lejos, a unos 19 km al O-NO del túnel, pero en comparación con las dimensiones de la MASb son flujos subregionales. También teniendo en cuenta el enriquecimiento evaporativo, las dos surgencias muestreadas en el sector S del túnel (154 y 155) tienen valores isotópicos que indican recarga a cotas algo menores que las otras (alrededor de los 1200-1250 m s.n.m.), aunque también algo mayores que las de la zona donde está el túnel. Sin embargo, ambas muestras tienen más NO_3 del esperable para un origen natural del mismo (entre 14 y 39 mg/L) y muy poco Cl (entre 9 y 13 mg/L), lo que indica un origen predominantemente local, vinculado a excedentes de un riego probablemente realizado con agua subterránea poco mineralizada.

15. La información aportada por los isótopos estables indica que en la red de flujo en torno al túnel predominan los flujos subregionales en el sector central y los locales en el sector S. Los flujos subregionales son consistentes con la piezometría de la Figura 7.17C, y los locales lo son con el hecho de que el macizo donde está el túnel se comporte como un solo acuífero libre. Esta situación es habitual en túneles que perforan medios litológicamente heterogéneos e intensamente deformados. Por tanto, el factor estructural es determinante para explicar no solo la variabilidad de los contenidos isotópicos del agua y químicos del agua, sino también variabilidad espacial de la conductividad hidráulica, de la velocidad del flujo y de los tiempos de tránsito.
16. En general, las actividades de ^3H medidas en la mayoría de las surgencias indican un predominio de los flujos subregionales en la zona central del túnel y de flujos locales en el sector S del mismo. Sumando esta información a la proporcionada por el $\delta^{18}\text{O}$ respecto a la ubicación de la zona principal de recarga a unos 19 km al O del túnel, y suponiendo que las aguas se recargaron a partir de lluvias con tritio de origen natural (se supone 3-5 UT), cosa que solo es realista desde alrededor del año 2000, se han calculado los tiempos de tránsito esperables para las aguas de las surgencias que más probablemente vienen de esa zona (149, 150, 152 y 153) suponiendo un flujo de tipo pistón. Los tiempos de tránsito obtenidos oscilan entre unos 15 años (considerando la incertidumbre analítica) y unos 45 años. Según este ejercicio, solo la surgencia 153, con $\text{tr} \approx 15$ años, podría responder al modelo conceptual considerado. Considerando el tr aportado por la muestra 153, la velocidad de flujo sería de unos 3,5 m/día, magnitud compatible con medios porosos fracturados poco jerarquizados y con una buena capacidad de regulación.
17. Sin embargo, un ejercicio más realista realizado con los datos de ^3H medidos en la lluvia de Ciudad Real entre los años 2000 y 2014 indica que, si el flujo en el macizo fuese realmente de tipo pistón, tanto la muestra 153 como las 150 y 152 se podrían haber recargado a partir de la lluvia del año 2008, que tuvo un contenido de ^3H menor a 2 UT. También muestra con más ^3H , la 151 ($2,3 \pm 0,2$ UT) se podría haber recargado a partir de la lluvia de los años 2000 y 2001, mientras que las otras muestras (149, 154 y 155) no se pueden explicar según este modelo de flujo.
18. La MASb está en régimen natural y existe un relativo equilibrio hidrodinámico en la relación acuífero-túnel, por tanto las variaciones de la recarga correspondiente a periodos pluviométricos diferentes podrían justificar cambios (no necesariamente importantes) en la red de flujo en torno al túnel y en composición global del flujo de salida. Los años hidrológicos anteriores a las fechas de muestreo, octubre 2012 y octubre de 2014, se podrían considerar seco el primero y relativamente húmedo el segundo. No obstante, en ambos años los contenidos de tritio en el flujo total son menores a los aportados por la lluvia actual (registrados en las estaciones de la red REVIP/AEMET/CEDEX antes citadas). Esto sugiere que a pesar de la rápida transmisión de los cambios en la recarga a la red de flujo en torno al túnel, la procedencia de las líneas de

flujo es principalmente la misma a lo largo del tiempo. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de ambas fechas indican que las zonas de recarga son las mismas y que las lluvias que originaron la recarga tenían una procedencia similar.

19. En la realidad, el estudio combinado de los datos isotópicos y químicos indica que todas las muestras son mezcla, en distintas proporciones, de líneas de flujo locales y subregionales. La existencia de mezclas de flujos de distinto tiempo de permanencia es consistente con el hecho que todas las aguas de las surgencias al túnel tengan contenidos notables de NO_3 agrícola (entre 14 y 39 mg/L). La actividad agrícola es intensa encima y hacia el E del túnel, y algo menos extensa hacia el O (donde el $\delta^{18}\text{O}$ indica que está la principal zona de recarga), aunque también hay mucha agricultura de secano entre Alcadozo y La Navazuela (Figura 2.1). Como se ha dicho antes, las mezclas son habituales en el tipo de macizo rocoso donde está excavado el túnel.
20. Además, la relación de los contenidos de los solutos mayoritarios y de los valores isotópicos (actividad de ^3H y desviaciones de ^{18}O y ^2H) con la CE indica que la composición química e isotópica del agua que sale del túnel se debe principalmente a la mezcla de dos tipos de aguas de composición bastante homogénea dentro de cada uno pero muy diferente entre sí. Un tipo corresponde a las surgencias del sector central del túnel y el otro a las del sector S. Usando los valores isotópicos (^3H , $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de cada tipo como representativos de dos aguas extremo y los del flujo que sale del túnel como la mezcla resultante, se ha estimado que las filtraciones del sector central podrían estar aportando alrededor de tres cuartas partes del flujo total del túnel.

Como otras de las hipótesis planteadas a partir de datos únicos, la mayor parte de las aquí planteadas requerirían replicar el muestreo y comprobar si los valores o sus significados se mantienen o no.

CAPÍTULO 8. MODELACIÓN NUMÉRICA DEL FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

8. MODELACIÓN NUMÉRICA DEL FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

La modelación numérica es una herramienta muy útil para estudiar y gestionar los sistemas hidrogeológicos. Su utilidad principal es verificar numéricamente la verosimilitud de los modelos conceptuales construidos con otras herramientas de estudio. Otra de sus utilidades es dar apoyo al diseño de planes de gestión hídrica sostenibles con los recursos disponibles y el medio natural. En esta tesis la modelación se ha usado para contrastar el modelo conceptual hidrodinámico de la MASb Alcadozo derivado de los estudios presentados en los capítulos anteriores.

8.1. Descripción somera del código numérico usado

Entre los códigos numéricos disponibles para desarrollar la modelación numérica de flujo se ha optado por utilizar el código modular MODFLOW (Harbaugh et al., 2000; Harbaugh, 2005), desarrollado por el Servicio Geológico de los EE.UU. (U.S. Geological Survey-USGS) a mediados de la década de 1970. El código fuente está escrito en lenguaje FORTRAN y se puede descargar desde <http://water.usgs.gov/ogw/modflow/MODFLOW.html>. El código simula el flujo de agua subterránea en tres dimensiones y utiliza el método de diferencias finitas para resolver un sistema de ecuaciones basado en la ley de Darcy. Estas ecuaciones explican el movimiento de un fluido en un medio poroso saturado (McDonald y Harbaugh, 1988).

Desde el punto de vista matemático, el flujo de agua de densidad constante en tres dimensiones en un medio poroso que cumpla la ley de Darcy puede ser descrito por la siguiente ecuación en derivadas parciales:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

donde:

x, y, z son las coordenadas cartesianas ortonormales alineadas a lo largo de las direcciones principales del tensor de conductividad hidráulica, K_{ij} [L/T]; h es el potencial hidráulico por unidad de peso ($z+p/\gamma + v^2/2g$) [L]; W es el flujo volumétrico de agua inyectado/extraído por las fuentes/sumideros de agua por unidad de volumen de acuífero en el punto (x, y, z) [1/T]; S_s es el coeficiente de almacenamiento específico del medio [1/L] en un acuífero (capa) confinado, o bien el coeficiente de almacenamiento (adimensional) en un acuífero (capa) libre y t es el tiempo [T].

La ecuación (1) describe el flujo saturado en un medio poroso heterogéneo y anisótropo en régimen tanto permanente como transitorio. Esta ecuación, unida a unas condiciones iniciales y de contorno dada, constituye la representación matemática del flujo de agua subterránea en un medio. La solución en sentido analítico es una función $h(x,y,z;t)$ cuyas derivadas satisfacen la ecuación y verifican las condiciones de contorno y las condiciones iniciales. Se pueden emplear condiciones de contorno de flujo conocido (tipo Neuman) o bien de nivel conocido (tipo Dirichlet). El método numérico de diferencias finitas consiste en la sustitución de un sistema continuo por un conjunto finito y discreto de puntos en el espacio y en el tiempo y en la sustitución de las

derivadas parciales por los valores de la función h en dichos puntos. Los valores de h obtenidos para los puntos y tiempos especificados constituyen una aproximación a la distribución continua de las cargas hidráulicas variando en el tiempo que aportaría una solución analítica (existente en muy pocas situaciones) de la ecuación diferencial parcial de flujo.

MODFLOW es un código modular cuya utilización directa no es sencilla, en cambio, si se utilizan versiones de tipo comercial que usan el motor de cálculo original y una interfaz, su ejecución se simplifica notablemente. La versión más conocida y la que se ha utilizado en la modelación de la MASb Alcadozo es Visual ModFlow (Waterloo Hydrogeologic Inc., versión 2010). Este programa se divide en tres módulos principales: Input, Run y Output. A través del primer módulo se construye el modelo (geometría, parámetros y condiciones de contorno,...), con el segundo módulo se ejecuta el modelo (condiciones estacionarias o transitorias) y con el tercer módulo se visualizan los resultados (líneas de flujo, cargas hidráulicas,...).

Una información más detallada sobre los fundamentos numéricos y la estructura y manejo de los programas MODFLOW y Visual Modflow se puede encontrar en numerosos sitios web, si bien es recomendable consultar los documentos originales y las actualizaciones de los propios autores en <https://water.usgs.gov/ogw/modflow/>. De todas formas, se ha estimado conveniente comentar aquí brevemente algunos conceptos básicos que ayudan a comprender determinados elementos clave en el diseño y ejecución del modelo.

- La discretización espacial de un acuífero consiste en la distribución del dominio (área de estudio, acuífero/MASb,...) en una malla de celdas cuyos puntos centrales, denominados nudos, forman filas, columnas y capas. El programa ModFlow considera la discretización espacial horizontal a partir del número de filas y columnas y sus dimensiones (largo y ancho). La discretización vertical se define considerando el número de capas y el espesor de las mismas. El modelo representa los acuíferos o tramos permeables que puedan existir en forma de capas individualizadas (unidad hidroestratigráfica). La división en diferentes capas se realiza cuando existen heterogeneidades verticales (materiales o K diferentes, desconexión vertical,...) que sugieren representar en varias capas la estructura hidrogeológica que se desea modelizar en tres dimensiones.
- Conceptualmente los nudos de la malla representan prismas de medio poroso, denominados celdas, en los cuales los parámetros hidráulicos son constantes, es decir, las propiedades hidráulicas asociadas al nudo se vinculan de manera uniforme a toda la extensión de la celda. Teniendo en cuenta que el desarrollo de la Ec. (1) consiste en aplicar la ecuación de continuidad a una celda, la diferencia entre los flujos de entrada y salida de la celda da lugar a un cambio en el agua almacenada en la misma (Ec. (2)).

$$\Sigma Q_i = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (2)$$

donde:

Q_i es el caudal que entra a la celda (L^3/T), Δh es la variación del potencial hidráulico (L) en el intervalo de tiempo Δt (T) y ΔV es la variación del volumen de agua almacenado en la celda (L^3) en dicho intervalo.

- En cada simulación las dimensiones de la malla y la conductividad hidráulica (K_{ij}) en cada celda permanecen constantes. Las expresiones y cálculos se pueden simplificar mediante el uso de una constante denominada “conductancia hidráulica”. Es una constante de proporcionalidad entre el efecto (caudal que circula por un prisma de terreno) y su causa (diferencia de potencial entre nudos). Este parámetro es muy relevante en los balances de agua relacionados con los caudales de salida por drenes (p.e. manantiales) y en el ajuste del modelo. Se expresa de la siguiente forma:

$$C = \frac{K \times S}{L} \quad (3)$$

donde:

C es la conductancia hidráulica de un prisma de medio permeable (L/T), K es la conductividad hidráulica (L/T), S es la sección transversal del prisma (L^2) y L es la longitud de paso del flujo subterráneo (distancia entre nudos) (L).

- El método iterativo es el utilizado para resolver de forma aproximada el sistema de ecuaciones en diferencias finitas, que se reformula en cada paso de tiempo. El criterio de error restringe el límite máximo admisible en la diferencia obtenida en los nudos de las celdas entre el valor de h calculado y el observado.
- Las celdas tienen establecidas unas condiciones específicas para simular las condiciones de contorno. ModFlow agrupa las celdas de la siguiente manera: celdas de potencial constante (nivel fijo); celdas de potencial variable (nivel variable) y celdas inactivas (flujo nulo).

8.2. Modelo hidrodinámico conceptual

La modelación numérica de un acuífero, MASb y/o sistema acuífero debe apoyarse en un modelo hidrogeológico conceptual basado en información consistente. La verosimilitud del modelo conceptual hidrogeológico depende principalmente de la definición de los límites físicos y del balance de agua. El modelo conceptual tiene que identificar los rasgos principales del flujo de agua subterránea que se van a modelar numéricamente. El modelo hidrogeológico conceptual de la zona de estudio se ha establecido a partir de la información empírica adquirida durante el periodo de investigación de la tesis, por tanto, está apoyado principalmente en la caracterización geológica y climatológica del área de estudio, en el comportamiento hidrodinámico del acuífero y en la coherencia de los términos del balance hídrico con el régimen natural que presenta actualmente la MASb. En este sentido, el estudio del comportamiento hidrodinámico y la cuantificación de las descargas naturales y el análisis temporal de las filtraciones en el túnel de Talave han sido una parte fundamental en la investigación del funcionamiento hidrogeológico de la MASb.

Las características principales del modelo conceptual de la MASb Alcadozo son:

- Los materiales principales que componen la capa modelada son las dolomías y calizas del Jurásico (Lías Inferior-Dogger). Estos materiales están conectados verticalmente y presentan una permeabilidad media-alta. Entre estos materiales existe una formación intermedia de baja permeabilidad, correspondiente al Lías Medio-Superior, compuesta de margas y dolomías. La MASb está definida estructuralmente por una tectónica de escamas originada por procesos de plegamiento y fracturación que favorecen la conexión entre las distintas formaciones del Jurásico. Los materiales correspondientes al Cuaternario, Terciario y Cretácico no constituyen el acuífero principal y la información previa existente sugiere que están desconectados del mismo.
- La recarga por agua de lluvia es la única entrada de agua al acuífero. La recarga está distribuida espacialmente sobre toda la superficie aflorante (Lías Inferior y Dogger). Hay una correlación positiva entre la recarga media y la altitud y la precipitación. Las tres variables son mayores en el sector occidental de la zona de estudio y disminuyen hacia el oriental. Debido a la ocurrencia distribuida de la recarga por toda la superficie del acuífero, a priori la red de flujo consiste principalmente en líneas de flujo de escalas regional y subregional, pero también local. Esto implica que, aunque a escala regional la componente principal del flujo sea la horizontal, a menor escala espacial existen condiciones para la ocurrencia de mezclas verticales.
- La descarga natural se realiza de manera concentrada por manantial y de manera difusa por el río Mundo, que es el eje principal de drenaje en la cuenca. Estas descargas se producen principalmente en el límite meridional del acuífero entre las poblaciones de Ayna y Liétor. Se produce explotación de agua subterránea en sondeos utilizados para el abastecimiento de pequeños núcleos urbanos y agricultura. El bombeo de agua subterránea más intensivo tiene carácter temporal y se localiza sobre todo cerca del límite oriental de la MASb.
- El flujo subterráneo tiene una dirección principal NE-SO. Se dirige principalmente hacia los puntos de descarga natural concentrada y difusa en el borde sur. Las filtraciones al túnel de Talave (situado al E de la MASb Alcadozo) afectan al flujo localmente, y la explotación de agua subterránea en la mitad oriental del acuífero influye orientando el flujo en esa zona hacia el borde E del acuífero. El acuífero se comporta como libre. El factor estructural influye en la variabilidad de las propiedades hidráulicas y tiene implicaciones también en la magnitud relativa de las diferentes componentes del flujo.
- La información disponible indica que la explotación de agua subterránea no produce cambios temporales significativos en las condiciones del flujo de manera que modifiquen espacialmente los puntos o áreas de descarga natural (manantiales y río Mundo) ni el nivel piezométrico. El conocimiento adquirido durante esta investigación de la evolución hidrodinámica que ha tenido el túnel de Talave aporta consistencia a la

hipótesis de considerar un escenario hidrogeológico con características similares a la de un estado estacionario. Por tanto, la información obtenida (recarga, descarga, piezometría, balance de agua,...) durante el periodo que ha durado la investigación se considera que representa los valores medios (acotados y con incertidumbre) del régimen natural del acuífero.

En relación a las hipótesis que se plantean en el modelo numérico, hay que indicar que un sistema se considera que se encuentra en régimen estacionario cuando se establece un equilibrio entre sus entradas y salidas. En esta situación se reproduce el comportamiento hidráulico del acuífero teniendo en cuenta que la recarga y la descarga son razonablemente similares a lo largo del tiempo. Hay que tener en cuenta que en régimen permanente el sistema no está sometido a explotación de agua subterránea, o de existir bombeo este tiene que ser inferior (en magnitud total) a la diferencia entre las entradas y las salidas. En el caso de la MASb Alcadozo, el balance de agua muestra actualmente esta situación y éste es uno de los objetivos de esta tesis: disponer de un modelo en estado estacionario. Por otro lado, para poder analizar el efecto que pudo tener la construcción del túnel de Talave sobre los principales puntos de descarga, es necesario plantear una simulación basada en las condiciones del acuífero antes de su construcción, es decir, inexistencia de bombeos y filtraciones en el túnel. En esa situación se acepta que las salidas del acuífero se producían únicamente por manantiales y por el río Mundo. Hay que tener en cuenta que el acuífero se encuentra en ambos escenarios en régimen natural, ya que actualmente el sistema parece que se ha reequilibrado después de la construcción del túnel de Talave. En definitiva, se trata de analizar y determinar las posibles diferencias cuantitativas en algunos de los términos del balance entre la situación anterior a la perforación del túnel y la actual.

A continuación se expone, en diferentes apartados, el proceso de construcción del modelo numérico (diseño de la malla y datos de entrada) y las características generales del modelo conceptual que han sido verificadas mediante la modelación numérica.

8.3. Características del modelo numérico

En esta tesis la modelación numérica se ha efectuado siguiendo las recomendaciones de Anderson y Woessner (2002) en cuanto al planteamiento y ejecución. En este sentido, según los objetivos particulares de la tesis (ver Capítulo 1.1), y debido a la inexistencia de modelos previos y a la escasez de observaciones, el trabajo de modelación se ha centrado en la identificación de aquellos elementos principales del modelo conceptual que están relacionados con la estructura del modelo numérico (discretización espacio-temporal, condiciones de contorno y parametrización) y en la calibración de las condiciones actuales. No se ha realizado validación ni se ha usado el modelo como herramienta predictiva, ya que ambas fases requerirían un grado de detalle mucho mayor al existente en las observaciones disponibles y en el conocimiento del medio real.

8.3.1. Discretización espacial y temporal

Desde el punto de vista geométrico el área del modelo numérico no coincide con la totalidad de la MASb. Se ha modelado el área que ocupan los sectores central y oriental, denominados sector Alcadozo y sector Túnel-Trifillas respectivamente, ya que el sector occidental (Paterna) se considera desconectado del resto de la MASb (ver Figura 6.10). Estos sectores se han definido en base a determinadas diferencias entre ellos, deducidas de la información hidrogeológica (ver Apartado 4.2), piezométrica (ver Apartado 4.3; Figura 4.5) y estimación de los recursos (ver Apartado 6.2.2.1).

La discretización horizontal se ha realizado mediante una malla homogénea constituida por celdas de 500 x 500 m sobre el mapa base topográfico (mapa digital del terreno: <http://www.IGN.es>). En la modelación se han considerado solamente dos tipos de celdas: inactivas (no hay flujo de entrada o salida en ningún paso de t ; corresponden a la condición de borde impermeable) y activas (el valor de h depende de las condiciones del flujo en el entorno de la celda). La malla contiene 46 filas y 75 columnas. Hay 1719 celdas activas de un total de 3450 celdas, por lo que el área modelizada tiene una superficie de 430 km². La malla está orientada hacia el N y se distribuye de O a E siguiendo aproximadamente la dirección principal del flujo subterráneo. Esta característica aporta mayor certidumbre a la interpolación de los valores tomados en el centro de las celdas.

Por otro lado, aunque hay diferencias topográficas importantes en la MASb (ver Capítulo 3.1), no ha sido necesario redefinir la malla en las zonas de mayor altitud (sector O), donde podrían darse problemas de desconexión hidrogeológica entre celdas debido al efecto de un gradiente hidráulico más elevado que en las zonas de menor altitud (sector E), lo que generaría problemas en la resolución numérica del modelo. Tampoco ha sido necesario refinar la malla en el límite S (contacto con el río Mundo), ya que aunque en algunos tramos hay incertidumbres en el tipo de relación río-acuífero, los trabajos previos han demostrado que la conexión se produce principalmente de manera puntual en el entorno de la localidad de Ayna (ver apartados 4.5.2 y 5.3.5). Además de otros motivos, sobre todo en el primer caso, el hecho de que la estructura hidrogeológica principal (Jurásico) sea potente y continua a escala regional (ver Apartado 3.2.1) sugiere un riesgo menor de desconexión hidráulica entre celdas contiguas. En cualquier caso, el objetivo del modelo numérico ha sido dar coherencia al funcionamiento global del acuífero y no a aspectos concretos de una zona tan amplia.

En la discretización vertical se ha considerado una sola capa, permeable y de potencia variable. Esta capa está constituida por los materiales carbonatados de la serie del Jurásico (ver Figura 3.16) sobre la base del material impermeable regional que es el Triásico. Se ha considerado que las formaciones permeables principales (Dogger y Lías Inferior) están conectadas verticalmente y que la formación intermedia de baja permeabilidad (Lías Medio-Superior) queda integrada entre ambas. El análisis de la información piezométrica y el esquema de flujo principal (ver Capítulo 4.3) apoyan la hipótesis de una estructura verticalmente conectada. En cualquier caso, la posibilidad de que esta capa de baja permeabilidad y la densidad de fracturas

tengan un papel relevante en el movimiento del flujo subterráneo se comenta más adelante.

Las características geométricas de la capa modelada (espesores y continuidad horizontal y vertical) se han obtenido del análisis de la información recopilada (litologías, espesores, fracturas,...) en el área del dominio del modelo. Se han seleccionado 96 puntos con información geológica relativamente fiable (obtenida de cartografía, cortes geológicos, columnas de sondeos,...). Los espesores observados en estos puntos han sido interpolados con el fin de diseñar horizontalmente y verticalmente la capa del Jurásico a modelar. La geometría de la capa muestra espesores variables (Figura 8.1). Esta variabilidad en la potencia es un rasgo común en los materiales mesozoicos existentes en la Zona Prebética. En algunos sectores faltan los tramos superiores del Jurásico porque se han erosionado o bien porque no llegaron a depositarse. El conjunto del Jurásico tiene su mayor espesor en la parte central y en ciertos sectores del borde oriental, con potencias que llegan a superar los 600 m. Los espesores van disminuyendo hacia el borde sur, aunque mantienen potencias por encima de los 100 m. La influencia de la tectónica (fracturas alineadas con el río Mundo y su entorno) se hace más patente en la parte meridional de la MASb con cambios importantes en las potencias de los materiales del Dogger y Lías Medio-Superior y con una mayor presencia del Triásico. En gran parte del centro de la zona modelada afloran materiales del Cretácico y el Terciario con potencias variables, aunque reducidas en comparación con los materiales jurásicos, y del Cuaternario, con escaso desarrollo salvo en las depresiones.

Figura 8.1. Distribución espacial del espesor de la capa modelada (Jurásico).

En la Figura 8.2 se muestra la discretización espacial del área modelada y dos perfiles transversales O-E y S-N mostrando la geometría y continuidad de la capa y algunos puntos singulares (sondeos de explotación y zonas de drenaje).

Para la modelación en régimen estacionario se ha considerado que las condiciones actuales en la MASb Alcadozo son representativas del régimen natural. La modelación en régimen estacionario se ha realizado tomando como referencia temporal 1 año (365 días) con los valores representativos del periodo 2008-2016.

Figura 8.2. (A) Discretización horizontal de la capa modelada y cortes transversal (B) O-E por la fila 15 y (C) S-N por la columna 27. El corte B muestra sondeos con explotación de agua subterránea y el C muestra drenes localizados en el manantial de Ayna y en la descarga localizada al río Mundo en Ayna. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

8.3.2. Condiciones de contorno y parámetros hidráulicos

Las condiciones de contorno establecidas en el dominio del modelo son las siguientes:

- El límite oeste se ha considerado de flujo nulo (borde impermeable) en la parte que está en contacto con el sector de Paterna, ya que este sector está desconectado del resto de la MASb (ver Capítulo 4). El resto del límite coincide con la divisoria hidrológica Segura-Júcar, por lo que sería un borde abierto. No obstante, con base en la piezometría regional (ver Apartado 4.3) para la modelación se ha considerado de flujo nulo, aunque en la realidad probablemente pase algo de agua desde el sector de Paterna.
- El límite norte se ha considerado de flujo nulo, con base en la piezometría regional y en la definición oficial de la MASb (CHS, 2016). Este aspecto es relevante, ya que coincide con la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Segura y el Júcar, y por tanto, de la misma manera que el límite oeste, podría ser abierto. Estas incertidumbres y sus implicaciones serán discutidas más adelante.
- El límite este corresponde al contacto con la MASb Boquerón. En principio se considera que no hay transferencia de agua entre ambas MASb (CHS, 2014a), por tanto se ha establecido como borde impermeable (flujo nulo).
- El límite sur está definido tectónicamente por el levantamiento de la estructura, que provoca el afloramiento o subafloramiento del Triásico en el entorno del río Mundo y, por tanto, establece un límite impermeable relativamente bien identificado. Además, en este límite se localizan las descargas concentradas y/o difusas más significativas de la MASb y el río Mundo funciona como eje de drenaje.

En general, en la mayoría de los acuíferos la información sobre los parámetros hidráulicos es escasa y poco homogénea. En el caso de la MASb Alcazovo también se cumple esta escasez de información a escala regional. Aun así, la construcción del túnel de Talave ha generado información de diferente tipo que ha repercutido de manera positiva en la investigación. En este sentido, de los estudios previos a la ejecución del túnel (que están recogidos en los informes referenciados en el Capítulo 7) se han obtenido valores de algunos parámetros hidráulicos tales como la transmisividad (T) y/o la permeabilidad (K). Así mismo, en algunos sondeos de explotación se ha podido estimar el valor de K y/o de T a partir del análisis de la evolución de los descensos durante el bombeo. Los valores han sido estimados utilizando la formulación específica relacionada con la hidráulica de captaciones (Villanueva e Iglesias, 1984). Toda la información generada sobre los parámetros hidráulicos K y T se muestra en la Tabla 8.1.

Los valores mostrados indican que la T es moderada y variable. Los valores oscilan mayoritariamente entre 100 m²/d y 800 m²/d, aunque también hay valores más bajos cercanos a 50 m²/d y significativamente muy bajos entre 1 m²/d y 13 m²/d. Los valores más altos, aunque variables, son coherentes con las características de formaciones permeables de tipo carbonatado. Los valores más bajos, en cambio, han sido estimados en sondeos localizados en zonas

complejas (rambla del Mullidar y fosa de la Heruela; ver Figura 2.1) donde la T y la K están condicionadas por la gran heterogeneidad hidráulica de los materiales terciarios (principalmente Mioceno) y jurásicos atravesados. En otros sondeos, además de las diferencias en las propiedades hidráulicas de las formaciones captadas (Las Mozas y La Heruela), la intensa fracturación (La Herradura) condiciona los valores estimados de la T. Así mismo, algunos valores obtenidos (Las Perdices) están relacionados exclusivamente con niveles permeables colgados (acuífero somero) y desconectados del acuífero principal (MOP-DGOH-SGOP, 1967). En general, los valores de K obtenidos se consideran bajos o moderados (Custodio y Llamas, 1983) en contraste con otros valores más altos, entre 5 m/d y 12 m/d, aportados sobre esta formación jurásica carbonatada en el acuífero de la Mancha Oriental (IGME, 2005). Esta información sugiere que la heterogeneidad del medio poroso en el área de estudio puede ser mayor en la MASb Alcadozo que en otras masas de agua próximas y comparables litológicamente. Un valor medio de K para la formación del Dogger está cerca de 1,5 m/d. Aunque no hay valores exclusivos de la formación del Lías Inferior, sus características hidráulicas pueden ser similares a las de la formación del Dogger. Del Lías Medio solo hay un valor de $K = 0,34$ m/d, pero la litología dominante en esta formación (margas, arcillas y dolomías cristalinas) sugiere valores de K y T menores. La presencia de este nivel litológico de baja permeabilidad entre las formaciones principales (Dogger-Lías Inferior) puede ser relevante en el comportamiento hidrogeológico del acuífero a escala subregional. Aunque es previsible que haya cambios laterales de T, los valores de K y T tienen que ser coherentes entre sí teniendo en cuenta los espesores saturados de la capa modelada.

Tabla 8.1. Valores de permeabilidad (K) y transmisividad (T) de los materiales carbonatados del Jurásico y el Mioceno recopilados de informes previos (calculados en sondeos de investigación realizados a lo largo de la traza del túnel de Talave) y propios (calculados con datos de bombeo/descenso en los sondeos indicados).

Km túnel	Nº	Nombre sector/ km túnel /sondeo	Litología	K (m/d)	T (m ² /d)	Fuente
6		Ventana 1	Dogger		60	MOP-DGOH-SGOP (1982a)
9		La Herradura	Dogger		420	MOP-DGOH-SGOP (1967)
13		La Gloria	Lías Medio	0,34		MOP-DGOH-SGOP (1967)
18		Los Morretes	Dogger	1,72	145	MOP-DGOH-SGOP (1967)
20		La Reguera	Dogger	1,35	54	MOP-DGOH-SGOP (1967)
22		Las Mozas	Dogger		200	MOP-DGOH-SGOP (1982a)
25		El Mullidar	Dogger-Lías Medio		40-110	MOP-DGOH-SGOP (1967) (*) (**) (***)
28		Las Perdices	Dogger		13	MOP-DGOH-SGOP (1967) (*) (**)
28		La Heruela	Mioceno	2,59		MOP-DGOH-SGOP (1967)
57		La Sarguilla	Dogger-Lías Medio/Mioceno		1-4	MOP-DGOH-SGOP (1967)
76		Alcadozo	Dogger		528	Datos propios (**)
		Umbria del Soldado	Mioceno-Dogger		800	Datos propios (***)
			Dogger		700	Datos propios (***)

(*) valor de K o T calculado según información aportada en el informe

(**) estimada a partir de la fórmula de Thiem $T = 0,366 Q/D$ (Q caudal en m³/d y D descenso por ciclo logarítmico en m)

(***) estimada a partir de la fórmula de Thiem simplificada $T = 100 Q/D$ (Q caudal en L/s y D descenso en m)

En la selección de posibles valores iniciales de K se ha tenido en cuenta también los rangos de valores recogidos en IGME (2015) para distintas litologías por un panel de expertos (hidrogeólogos e ingenieros) en la estimación de parámetros petrofísicos. Estos valores (Tabla 8.2),

exclusivamente experimentales, proceden de los ámbitos de la hidrogeología y de la exploración de hidrocarburos. Se han obtenido según el método DELPHI, que consiste en la consulta a expertos con la ayuda de cuestionarios, en este caso sobre valores de K, de tal manera que se pongan de manifiesto la convergencia de opiniones y se puedan deducir eventuales consensos. El método consistió en que una vez seleccionados los grupos litológicos, los expertos aportaron valores de K procedentes de diferentes estudios realizados en su ámbito de actuación (nacional). Posteriormente se hizo una discusión razonada y se realizó un tratamiento estadístico de los datos, cuyo objetivo era filtrar los valores aportados y calcular promedios (valores máximos y mínimos, así como el valor medio entre ambos) de valores de K para distintos materiales. Hay que indicar que con independencia de los valores aportados, entre las principales conclusiones del panel se cita que *“la anisotropía inherente a los propios procesos genéticos de las formaciones geológicas, así como los distintos eventos postsedimentarios (diagénesis, alteraciones, fracturación, disolución, karstificación) provocan una fuerte variación espacial de estos parámetros”*.

Tabla 8.2. Valores de K (m/d) representativos de materiales sedimentarios carbonatados consolidados. (Fuente: IGME, 2015)

Tipo	K máx.	K mín.	K media
Calizas	16	1,4	8,9
Calizas margosas	1,1	0,027	0,55
Dolomías	18	1,6	9,6

Los valores iniciales de K usados en la modelación (Figura 8.3) proceden de los valores expuestos en las tablas 8.1 y 8.2. Los valores se han distribuido espacialmente siguiendo criterios hidrogeológicos. El conocimiento del esquema de flujo regional, la geometría de la formación permeable, la influencia de la permeabilidad en el gradiente hidráulico y la importancia de algunos procesos en el movimiento del flujo subterráneo han servido como guía para asignar los valores iniciales de K. El hecho de que la litología principal domina en la mayor parte del área modelada hace difícil asignar valores de K más variados.

8.3.3. Información piezométrica

Los puntos de observación piezométrica usados para el ajuste y calibración del modelo (ver Figura 8.4 y Tabla 8.3) se han seleccionado a partir del análisis piezométrico realizado previamente (ver Capítulo 4.3). Las campañas piezométricas realizadas han aportado valores muy estables, tal y como se deduce de la correlación obtenida ($R^2=0,99$) al comparar niveles piezométricos de un mismo punto en campañas diferentes (Figura 8.5). La información obtenida en estos puntos ha permitido trazar el esquema regional de flujo subterráneo más verosímil considerando las condiciones actuales en la MASb (ver Figura 4.5). En la descripción del modelo hidrodinámico conceptual (Capítulo 8.2) se han comentado los rasgos principales del flujo subterráneo y las condiciones estacionarias en la MASb.

Por su importancia para la interpretación y el ajuste del modelo, se considera conveniente indicar que las cotas de descarga de los manantiales de Ayna y

Liétor oscilan aproximadamente entre 690 y 705 m s.n.m. y entre 640 y 660 m s.n.m. respectivamente. Los dos manantiales tienen su salida principal en un frente o área de descarga más o menos activo en función de las aportaciones temporales (recarga), sobre todo en el caso del manantial de Ayna, ya que el rango de cotas de descarga es más estable en el caso de Liétor. Esta situación provoca que temporalmente se puedan activar salidas de agua a diferentes cotas en el entorno de los puntos de descarga principal. Entre las posibles salidas destaca el manantial del Gargantón, con una cota de salida aproximada de 110 m por encima de la cota de surgencia del manantial de Ayna (Figura 8.6). El régimen de descarga de este manantial no es suficientemente conocido, aunque durante las investigaciones de la tesis se ha podido constatar que se trata de una descarga efímera ($Q < 7 \text{ L/s}$) condicionada por un fuerte incremento de las precipitaciones en la primera mitad del año hidrológico. Los últimos periodos conocidos de surgencia del manantial han sido abril-septiembre de 2010 y abril-diciembre de 2013.

Figura 8.3. Distribución de los valores iniciales de permeabilidad en el área modelada. Las permeabilidades mostradas son: $K = 2,5 \text{ m/día}$ (celdas azules) y $K = 1,5 \text{ m/día}$ (celdas verdes).

Figura 8.4. Localización de los puntos de control piezométrico (nombre y número) usados para el ajuste y la calibración del modelo numérico. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

Tabla 8.3. Relación de sondeos y manantiales utilizados como puntos de control piezométrico en el modelo.

Nº	Nombre	X UTM	Y UTM	Z (m s.n.m.)
4	Ayna	580726	4268191	700 (*)
10	La Parra	576560	4270080	885 (*)
12	Liétor	591382	4266658	646 (*)
16	La Jara	580189	4277157	1074
53	Casas de Haches	568715	4274873	1113
57	La Sarguilla	583260	4270723	943
59	La Herrería	584383	4275177	1020
62	Cañada de Arriba y Abajo	574842	4273237	1070
69	Trifillas norte	597101	4273365	790
72	Los Enebrales	588429	4280650	940
93	Villarejo CHS	586300	4272455	899
99	La Dehesa 2	578240	4272636	923
156	Casa Sola cantera	583733	4278030	997

(*) cota de salida en el punto de descarga principal

Figura 8.5. Comparación de los niveles piezométricos (NP) (m s.n.m) medidos en distintas campañas de campo (años 2012 y 2013) en algunos sondeos. R^2 indica el grado de correlación entre los valores medidos para un mismo sondeo en fechas distintas.

Figura 8.6. Localización de los puntos de descarga principal del manantial de Ayna (arriba izquierda) y el manantial de Liétor (abajo) (se indican con flecha sólida azul) y límites aproximados del frente o área de descarga (englobados con línea roja discontinua). Se muestra la localización de la zona de descarga temporal (manantial del Gargantón) en Ayna (arriba derecha; se indica con flecha verde discontinua).

8.3.4. Recarga al acuífero

La metodología aplicada para la cuantificación de la recarga y su variabilidad espacial, su magnitud e incertidumbre han sido ampliamente comentadas en el Capítulo 6. Para su incorporación al modelo se ha considerado la variabilidad espacial y el valor estimado de su magnitud (en mm) ajustado al tamaño de celda, con el fin de asignar a cada celda la parte proporcional de la recarga total que se infiltra en el acuífero. La recarga media a escala regional fue estimada utilizando la misma discretización espacial que en el modelo, con el propósito de que los valores obtenidos se puedan distribuir espacialmente de manera sencilla y homogénea. El valor total de la recarga media ha sido distribuido entre las celdas activas (Dogger-Lías Inferior). Con el fin de simplificar las posibles modificaciones de la recarga a realizar durante el proceso de calibración, se han generado distintas zonas (conjuntos de celdas) con igual recarga media. En cualquier caso, la entrada total de agua está dentro del valor de la recarga considerando la incertidumbre calculada al cuantificar el balance hídrico de la MASb (Capítulo 6.4; Figura 6.10).

La distribución de la recarga (valores iniciales de entrada al modelo) se puede ver en la Figura 8.7. La recarga media más alta se asignó al sector occidental (mayor altitud y zona con mayores precipitaciones), disminuyendo los valores

hacia el sector oriental (menor altitud y menores precipitaciones), donde la recarga es menor. Como se puede ver, en algunos sectores hay celdas sin recarga que corresponden a afloramientos de materiales de baja permeabilidad desconectados de la capa modelada.

Figura 8.7. Distribución espacial de la recarga media dentro de los límites del modelo. Los números hacen referencia a las recargas medias asignadas a las celdas (1=0 mm; 2=10 mm; 3=24 mm; 4=45 mm; 5=70 mm). Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

Durante la fase de calibración la cantidad y distribución de la recarga (entradas) ha sido un elemento muy importante en las condiciones del modelo. En este sentido, las celdas del modelo no han quedado secas, situación que hubiese generado problemas de convergencia en la resolución numérica, ya que el proceso de modelación se basa en resolver la ecuación de flujo en un medio saturado (McDonald y Harbaugh, 1988).

8.3.5. Descarga por manantiales, al río y drenaje al túnel de Talave

Las principales descargas concentradas y difusas localizadas en el borde sur de la MASb y las filtraciones al túnel de Talave se han simulado como drenes aplicando la Ec. (3), ya que siempre transfieren agua del acuífero (ver Figura 8.8). La descarga total media considerada en la calibración del modelo es de $7,19 \pm 0,89 \text{ hm}^3/\text{año}$ y se distribuye de la siguiente manera: el volumen medio de agua subterránea que descargan los manantiales se ha estimado en $2,5 \text{ hm}^3/\text{año}$, el río Mundo recibe del acuífero $1,59 \pm 0,27 \text{ hm}^3/\text{año}$ y las filtraciones estimadas al túnel han sido $3,10 \pm 0,62 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Figura 8.8. Localización de los sondeos con explotación de agua subterránea (celdas de color marrón; nombre y número enmarcados en fondo blanco) y drenes considerados en la modelación (celdas con diferentes colores; nombre y número enmarcados en fondo gris). Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

8.3.6. Explotación por bombeo

La explotación de agua subterránea se produce en sondeos de abastecimiento y sondeos agrícolas. Los puntos con explotación por bombeo se pueden ver en la Figura 8.8. Los bombeos para abastecimiento son de pequeña magnitud, salvo el abastecimiento a la población de Alcaadozo. La explotación de agua para la agricultura está acotada temporalmente a las épocas de mayor demanda (primavera-verano) y se localiza en la parte oriental de la MASb (Apartado 4.5.4; Tabla 4.4). En general, los valores de explotación de agua subterránea proceden del trabajo de campo (información procedente de los ayuntamientos y encuestas) y, particularmente, la explotación para uso agrícola ha sido comprobada con los datos existentes en el registro de aprovechamientos de agua subterránea del Organismo de Cuenca (CHS). El volumen medio de explotación considerado en la modelación ha sido de 1,50 hm³/año. Este valor es coherente con las demandas y el régimen actual de bombeo en la MASb. Hay que tener en cuenta que los principales núcleos de población (Ayna y Liétor) se abastecen exclusivamente con recursos procedentes de sus manantiales.

8.4. Modelación del flujo de agua subterránea

8.4.1. Diseño y simulación de escenarios

Teniendo en cuenta las condiciones actuales e históricas de la MASb se han simulado dos escenarios: (A) condiciones actuales, representativas de un régimen prácticamente estacionario. Los bombeos son cuantitativamente poco

significativos en un amplio sector del acuífero y la explotación más intensa es temporal y está restringida a la zona oriental. Los objetivos principales son evaluar la coherencia del esquema de flujo regional y los volúmenes de descarga con respecto a la recarga estimada; (B) condiciones previas a la construcción del túnel de Talave y a la existencia de bombeo en el acuífero. El objetivo principal es hacer un análisis tentativo del impacto que pudo tener la construcción del túnel sobre la magnitud de la descarga de agua subterránea en los principales manantiales.

A. Modelación de las condiciones actuales

Los datos de entrada al modelo son la permeabilidad, la conductancia hidráulica y los valores de recarga media y explotación media. Para calibrar en régimen estacionario se han utilizado los siguientes datos (observaciones): niveles piezométricos medios y caudales de descarga concentrada por manantial, salidas difusas al río Mundo y filtraciones al túnel de Talave. Todos estos valores son representativos de la situación hidrodinámica actual. Como no hay variación de almacenamiento (régimen permanente), no es necesario incorporar el coeficiente de almacenamiento al modelo.

La bondad de la calibración se ha evaluado mediante el análisis de la diferencia entre los niveles piezométricos calculados y los observados, así como el resultado de determinados valores estadísticos representativos de la calidad del ajuste entre ambos conjuntos de datos. Asimismo, la coherencia de los resultados con el balance hídrico de la MASb y la consistencia de los balances por zonas han sido elementos fundamentales para validar la calibración. Hay que destacar que en el proceso de calibración han intervenido principalmente la K (engloba K_x - K_y - K_z) y la conductancia hidráulica (Ec. (3)), que es el factor que controla la magnitud de la descarga en los drenes.

El proceso de calibración ha sido iterativo, tomando como valores iniciales de K del rango de valores indicados en las tablas 8.1 y 8.2. La distribución inicial de la K (Figura 8.3) se realizó teniendo en cuenta, por un lado, la diferencia de gradientes hidráulicos entre zonas, tal y como se deduce del esquema de flujo regional (ver Figura 4.5) y, por otro lado, la diferencia entre la tectónica de la zona occidental (más fracturada y mayor presencia de escamas y pliegues) y la del resto de la MASb. Ya se ha comentado anteriormente que la complejidad de la estructura hidrogeológica puede jugar un papel relevante en la isotropía y variabilidad de los parámetros.

El proceso comenzó con valores de K elevados, pero el modelo no convergía, de tal forma que se fue disminuyendo progresivamente la K hasta llegar a valores de $K < 1,5$ m/d. Siguiendo los mismos criterios, se hizo una nueva distribución de la K y un ajuste de los valores de conductancia en los drenes. De manera simultánea se fueron comprobando los términos estadísticos derivados del ajuste entre los niveles. A partir de este momento, el objetivo principal de la calibración, dadas las limitaciones que la mayoría de los modelos tienen, fue encontrar una distribución de K y unos valores de descarga en los drenes que representasen razonablemente los rasgos principales del flujo subterráneo de acuerdo al modelo hidrodinámico conceptual.

En la Figura 8.9 se puede observar las isopiezas obtenidas de la calibración del modelo. La relación de los niveles piezométricos observados frente a los niveles piezométricos calculados se puede ver en la Figura 8.10. Los aspectos más relevantes obtenidos en la fase de calibración del modelo son:

- Las isopiezas se ajustan bien a las condiciones de contorno establecidas (límites impermeables y puntos de descarga). El mapa piezométrico indica que las líneas de flujo horizontal de agua subterránea tienen una dirección principal NE-SO. Los puntos de descarga concentrada controlan el sentido del flujo subterráneo hacia el borde S (manantiales), y la explotación de agua subterránea en la mitad oriental influye en el movimiento del flujo subterráneo hacia el límite E del acuífero. Las filtraciones al túnel afectan al flujo localmente, aunque ni éstas ni la magnitud de los bombeos modifican significativamente las direcciones principales del flujo regional. En general, el flujo subterráneo (componente horizontal) se rige por el gradiente hidráulico y por la influencia de la estructura geológica en su dirección hacia las zonas de descarga. Las zonas occidental y oriental de la MASb presentan gradientes hidráulicos más bajos que la parte central.
- En el ajuste entre niveles observados y medidos es importante destacar que la comparación de niveles en los puntos de descarga de Ayna y Liétor es muy bueno (ver comentarios realizados sobre las zonas de descarga de estos puntos en el Apartado 8.3.3). Estos manantiales son singularmente relevantes en el conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de la MASb. El peor ajuste lo presentan los sondeos de La Jara, La Herrería, Villarejo CHS y Los Enebrales (ver ubicación en Figura 8.8). Los tres primeros sondeos están relativamente alineados según la dirección principal del flujo y se encuentran en la zona central, donde la estructura del Jurásico está hundida. En estos sondeos, salvo Villarejo CHS, el modelo de flujo calcula cotas de nivel piezométrico menores que las observadas en campo. Esta diferencia podría estar relacionada con un posible confinamiento del acuífero a escala local. Los puntos que se encuentran cerca o dentro del intervalo de 95% de nivel de confianza se distribuyen por toda la MASb.
- En el sector SE, cerca del embalse de Talave, el nivel piezométrico calculado en el entorno del sondeo Martínez Parras, perteneciente a la batería estratégica de sondeos (BES de la CHS), es de 700 m s.n.m. Este valor es muy diferente al nivel estático medio medido en este punto durante el periodo 2006-2013, que ha sido 490 m s.n.m. Esta diferencia piezométrica, unida a que también hay algunas diferencias estructurales relevantes, como se puede deducir del afloramiento del Triásico al NO de este punto, sugiere la desconexión de esta parte de la MASb. Esto es coherente con la nueva definición de la MASb Alcadozo (CHS, 2016) que no considera este sector como parte de la misma.

En la Figura 8.11 se muestran las mismas secciones transversales que en la Figura 8.2 con el detalle de las equipotenciales y las direcciones del flujo obtenidos tras la calibración del modelo. Al comparar estas dos figuras se puede observar que el acuífero presenta un considerable nivel de llenado

teniendo en cuenta la proporción entre el espesor saturado y el espesor total de la formación. Las secciones muestran la dirección del flujo regional y los puntos principales de drenaje natural en el entorno del río Mundo. La elevada capacidad de almacenamiento de la MASb es coherente con su buen estado cuantitativo (CHS, 2016) y con el importante volumen de reservas de agua subterránea, estimadas, entre 1400 hm³ y 2800 hm³ considerando porosidades del 2 % y 4 %, respectivamente (IGME-CHS, 2009).

Figura 8.9. Piezometría modelada en régimen estacionario (condiciones hidrogeológicas actuales). Se muestra la localización de los puntos de control piezométrico (ver identificación en Figura 8.4) utilizados en la calibración.

Como ya se ha dicho, durante el proceso de calibración se han ido modificando los valores de K de las diferentes zonas hasta conseguir un grado de ajuste que represente razonablemente las observaciones disponibles y/o algunos aspectos inequívocos del modelo conceptual. El valor de K corresponde a la componente espacial principal, que en un medio carbonatado es normalmente la horizontal. Se deduce del conocimiento adquirido del acuífero que la K está condicionada por la más que probable heterogeneidad y anisotropía del sistema. Si comparamos los valores de K iniciales (Figura 8.3) y los valores de K finales (Figura 8.12), la mayor parte del área modelada (sector central y oriental) presenta una K más baja que la inicialmente prevista. En cambio, el sector noroccidental tiene una K bastante similar al valor de K más bajo considerado inicialmente ($K=1,5$ m/día en Figura 8.3) y está dentro de los posibles valores de K mostrados en las tablas 8.1 y 8.2. Los valores de K obtenidos en la calibración han quedado distribuidos en dos zonas homogéneas. El sector noroccidental presenta una permeabilidad más alta ($K=1,4$ m/d) que el valor asignado al resto del área modelada ($K=0,17$ m/d). El hecho de que la K en gran parte del acuífero presente valores más bajos que los esperados sugiere una influencia mayor de la prevista de los materiales menos permeables del Lías Medio-Superior. En la zona centro-oriental se

puede encontrar fácilmente la serie completa del Jurásico en la estructura hidrogeológica, en cambio en la parte occidental hay mayor presencia del Lías Inferior. Por tanto, es posible que los niveles menos permeables del Lías Medio-Superior ponderen la K en el conjunto del acuífero y condicionen el grado de conexión hidráulica entre las formaciones del Dogger y Lías Inferior. En este contexto, hay que considerar el valor de la permeabilidad como K equivalente, es decir, corresponde a un valor global que asignamos al conjunto de los materiales de la capa modelada. Por otro lado, si se consideran los espesores saturados, con los valores de K calibrados se pueden estimar valores medios de transmisividad entre 50 m²/d y 200 m²/d, coherentes con los indicados en la Tabla 8.1.

Figura 8.10. Niveles piezométricos observados (eje X) y modelados (eje Y). Se muestra el nombre de los puntos de control, los intervalos de confianza y los términos estadísticos utilizados para evaluar la bondad del ajuste.

La modelación con Visual Modflow permite hacer balances hídricos zonales. En los casos en que se hagan estos balances la discrepancia (entradas–salidas) tiene que ser < 1%. En la modelación se ha considerado cada celda donde se localiza un dren como una zona independiente y se han comprobado las discrepancias. El objetivo ha sido realizar un análisis comparativo entre los volúmenes medios (m³/d) de agua medidos en las principales salidas naturales (manantiales de Ayna, Liétor, Alcadima y descarga al río Mundo) y filtraciones en el túnel de Talave, y los volúmenes cuantificados en cada caso por el modelo tras la calibración. Estos resultados tienen que ser coherentes con el

balance hídrico de la MASb (Capítulo 6.4). En todos los casos las discrepancias no han superado el margen de tolerancia. Hay que indicar que el drenaje difuso de Umbría del Soldado no se ha considerado en el balance del modelo conceptual, pero si está calculado en el balance hídrico del modelo numérico.

Figura 8.11. Secciones correspondientes a (A) la fila 15 y (B) la columna 27 obtenidas con la calibración del modelo correspondiente a la situación actual. En (B) se puede ver el nivel piezométrico calculado en el entorno del manantial de Ayna, que es bastante consistente con el medido (Tabla 8.4). Ambas secciones muestran sondeos con explotación de agua subterránea y la (B) muestra drenes localizados en el manantial de Ayna y en la descarga al río Mundo en Ayna. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

El resultado de los balances de agua realizados por zonas (celda con dren) se puede ver en la Tabla 8.4. En la Figura 8.13 se muestra la relación entre los caudales observados y los calculados en las zonas seleccionadas. Se observa una correlación muy alta ($R^2=0,97$). Esto garantiza que el modelo reproduce bien los caudales observados.

Figura 8.12. Distribución final de la permeabilidad en el área modelada. Los valores son $K=1,4$ m/d en las celdas azules (sector NO) y $K=0,17$ m/d en las celdas blancas (resto de la zona).

Tabla 8.4. Caudales medios observados y caudales modelados en los principales manantiales y zonas de drenaje.

Nombre (nº del punto)	Caudal medio observado (m³/d)	Caudal calculado (m³/d)
Manantial de Ayna (4)	3370	2660
Río Mundo (Ayna) (*)	4356 ± 739	4100
Fuente de Alcadima (14)	1200	1332
Manantial de Liétor (12)	2330	2099
Umbria del Soldado (*)	-	1122
Manantial de Potiche (61)	-	106
Fuente de la Parra (10)	-	251
Filtración Túnel Talave (151) (**)	1000	1057
Filtración Túnel Talave (152) (**)	2750	2348
Filtración Túnel Talave (153) (**)	2750	2447
Filtración Túnel Talave (154) (**)	1000	1006
Filtración Túnel Talave (155) (**)	1000	1080

(*) Drenaje difuso. El valor corresponde al balance realizado en Ayna.

(**) Caudal estimado.

Figura 8.13. Relación entre caudales observados (sin incertidumbre) y modelados en algunos de los drenes indicados en la Tabla 8.4. El valor del coeficiente de determinación (R^2) indica una buena capacidad de reproducción.

Los valores del balance hídrico global modelado son muy parecidos a los estimados en el Capítulo 6, lo que aporta consistencia al modelo hidrodinámico conceptual (Figura 8.14). Las diferencias entre entradas y salidas modeladas están dentro del margen de incertidumbre de las cifras estimadas previamente (ver Figura 6.10).

Figura 8.14. Balance hídrico del conjunto del área modelada en régimen estacionario. La primera cifra corresponde al valor modelado; entre paréntesis se indican el valor medio calculado para el conjunto de los sectores Alcadozo y Túnel-Trifillas en el Capítulo 6 (ver Figura 6.10). (*) El valor modelado para el Río Mundo incorpora la descarga calculada para el drenaje Umbría del Soldado, para el cual no se dispone de observaciones reales (ver Tabla 8.4).

B. Modelación de las condiciones previas a la construcción del túnel de Talave

En esta simulación se ha partido de los valores calibrados de K, la distribución regional de la recarga media y las condiciones de borde considerados en la simulación (A). Se han desactivado los drenajes al túnel de Talave y la explotación de agua subterránea en sondeos. Se han mantenido los drenajes localizados en el borde meridional de la MASb (manantiales y Río Mundo), ya que son los puntos de descarga natural del acuífero y tienen carácter permanente. Obviamente, este modelo no se puede calibrar.

En la Figura 8.15 se muestran las isopiezas obtenidas. El flujo de agua subterránea se dirige hacia los puntos de descarga cercanos al río Mundo. Aunque las isopiezas son coherentes con el previsible esquema de flujo regional en régimen natural previo al túnel, las condiciones de borde establecidas (límites impermeables) condicionan el movimiento y la dirección del flujo desde las zonas donde se produce la recarga hasta el principal eje de drenaje. Hay que tener en cuenta que esas condiciones de borde anulan cualquier posibilidad de transferencia de agua entre MASb limítrofes y tienen implicaciones en el almacenamiento y en los espesores saturados del acuífero. Este aspecto es muy relevante, ya que coincide con la posible relación entre las MASb Alcadozo y Boquerón planteada en el Capítulo 4.3. Estos resultados, y el hecho de que la estructura hidrogeológica se extiende más allá del límite oriental de la MASb Alcadozo, apoyan la hipótesis de que es factible que haya conexión hidráulica entre ambas masas de agua subterránea.

Figura 8.15. Piezometría modelada representativa de la situación previa a la construcción del túnel de Talave y al inicio de la explotación de agua subterránea. Se muestra la situación de los principales puntos y áreas de drenaje natural (con diferentes colores; ver Figura 8.8) existentes en el acuífero.

Con el objetivo de estimar de manera tentativa el impacto que pudo tener la construcción del túnel sobre las descargas naturales, se han comparado los caudales que se estarían drenando a través de los principales manantiales en los dos escenarios modelados, con túnel (modelo A) y sin túnel (modelo B). En la Tabla 8.5 se muestran dichos valores y la diferencia entre ambas situaciones como proporción entre los caudales previos y posteriores al túnel.

Tabla 8.5. Caudales calculados para los principales manantiales por los modelos A (condiciones estacionarias actuales, con túnel) y B (condiciones naturales previas al túnel de Talave) y relación entre ambos valores.

Nombre (nº del punto)	Simulación A Caudal calculado (m ³ /d)	Simulación B Caudal calculado (m ³ /d)	Caudal B / Caudal A (**)
Manantial de Ayna (4)	2660	7720	2,9
Río Mundo (Ayna) (*)	4100	5591	1,4
Fuente de Alcadima (14)	1332	2278	1,7
Manantial de Liétor (12)	2099	5020	2,4
Umbría del Soldado (*)	1122	2191	2,0
Manantial de Potiche (61)	106	174	1,6
Fuente de la Parra (10)	251	764	3,0

(*) Drenaje difuso.

Las diferencias son notables. Las más significativas se observan en la Fuente de la Parra y en los manantiales de Ayna y Liétor, ya que si no existiera el túnel incrementarían su caudal notablemente, hasta triplicarlo en los dos primeros casos. El resto de puntos de drenaje presentarían incrementos entre una vez y media y el doble de su caudal actual.

Con el objetivo de contrastar la verosimilitud de los valores calculados en la simulación B, y debido a que no hay datos piezométricos suficientes previos a la construcción del túnel para realizar la calibración, se han comparado los caudales calculados con información histórica de los manantiales principales y de otras descargas relevantes. Algunos datos históricos proceden del inventario de puntos de agua y de la base de datos del IGME (<http://info.igme.es/BDAguas/>); otros son datos propios obtenidos durante la investigación de esta tesis (manantiales que han sido aforados de manera puntual y/o se ha podido estimar su caudal). Esta información histórica ha sido comparada también con los resultados de la simulación A con el fin de apoyar la interpretación anterior y analizar el comportamiento y la evolución de los manantiales más significativos tras la construcción del túnel. Todos los valores manejados se recogen en la Tabla 8.6.

Los resultados indican que, considerando rangos de incertidumbre razonables (proporción cercana a 1), hay una buena relación entre los valores calculados por el modelo en la simulación B y los valores históricos medidos, salvo para el manantial de Liétor. El caudal modelado para este manantial en la simulación B no parece justificable. Por otro lado, la relación entre los resultados de la

simulación A y los valores históricos muestra proporciones bastante similares a las expuestas en la Tabla 8.5 para todos los manantiales, con excepción también de la descarga de Liétor que mantiene caudales similares. Los manantiales del Gargantón y Fuenredonda se comportan históricamente de manera efímera y no fueron considerados en el balance zonal explicado anteriormente.

Tabla 8.6 Caudales históricos (base de datos del IGME) estimados para los principales manantiales (segunda columna); caudales calculados por el modelo B (tercera columna); caudales calculados por el modelo A o bien caudales calculados durante el periodo de estudio (2008-2014) (cuarta y quinta columna) y relación entre los valores anteriores (quinta y sexta columnas).

Nombre (nº)	[1]-Caudal histórico (m³/d) (*)	[2]- Caudal calculado (simulación B) (m³/d)	[3]-Caudal calculado (procedencia) (m³/d)		Relación	
			Simulación (A)	Valor medio medido durante el periodo 2008-2014	([2]/[1])	([1]/[3])
Manantial de Ayna (4)	-	7720	2660	-	-	-
Fuente de Alcadima (14)	1641	2278	1332	-	1,4	1,2
Manantial de Liétor (12)	2000	5020	2099	-	2,5	1,0
Manantial de Potiche (61)	130	174	106	-	1,3	1,2
Fuente de la Parra (10)	778	764	251	-	1,0	3,1
Manantial del Gargantón (49)	1728	-	-	604	-	2,9
Manantial Fuenredonda (52)	345	-	-	129	-	2,7

(*) Caudales estimados entre marzo de 1970 y febrero de 1971 en el PIAS (IGME, 1979)

En cualquier caso, de los resultados obtenidos se puede extraer la siguiente información:

1. El caudal en el manantial de Liétor parece muy estable, pues el caudal histórico (década de 1970) es muy similar al caudal obtenido con la simulación A. El caudal calculado en la simulación B no se corresponde con la información histórica, pero podría estar aportando la información que se describe en el punto 5.
2. El resto de manantiales presentan valores razonablemente coherentes en cuanto a las diferencias calculadas y/o estimadas de caudal entre los valores históricos y valores calculados en las simulaciones A y B.
3. Es relevante la alta correlación entre el caudal histórico y la simulación B en la fuente de la Parra.
4. Aunque son salidas no permanentes, los valores y relaciones calculadas para los manantiales del Gargantón y Fuenredonda aportan consistencia al hecho de que en la cuenca receptora del manantial de Ayna el impacto del túnel ha sido importante, tal y como indican los cálculos realizados en la simulación B. Desafortunadamente no hay valores históricos del manantial de Ayna, pero los valores calculados para el manantial del Gargantón sugieren la posibilidad de una evolución similar. Además, hay que tener en cuenta que la salida de agua subterránea en Ayna presenta un frente de descarga que tiene algunos rasgos geomorfológicos (fisuración y disolución propia de la karstificación) y condicionantes tectónicos característicos de áreas de descarga cuantitativamente significativas (ver Apartado 8.3.3; Figura 8.5) y que son coherentes con el modelo conceptual de funcionamiento de una descarga kárstica (Hartmann et al., 2014);

5. Aunque el acuífero presenta un buen estado cuantitativo, el análisis realizado indica que la situación hidrodinámica actual responde a un reequilibrio del sistema en gran parte del acuífero después de la construcción del túnel. La discrepancia entre los valores históricos y la simulación B en el manantial de Liétor sugiere la posibilidad de que haya salidas difusas al río Mundo entre Ayna y Liétor no contabilizadas (incluidas en el margen de incertidumbre de los valores calculados por Ortega et al., 2015). En el contexto del modelo numérico, la posible existencia de estas salidas difusas implicaría una redistribución de los caudales dentro de los márgenes de incertidumbre del balance hídrico (ver Capítulo 6.4), lo cual podría mejorar el ajuste entre los valores históricos de los manantiales de Liétor y Alcadima y los valores obtenidos con la simulación B.

Hay que destacar que la simulación B aporta información muy valiosa no solo sobre la redistribución espacial de la descarga natural entre los principales puntos de drenaje, sino también sobre el comportamiento piezométrico del sistema a escala local y subregional. Con el fin de cuantificar el vaciado del sistema producido durante la fase de reajuste tras la perforación del túnel y el descenso de niveles (en m) que eso supondría (distribuido a escala de modelo), se han comparado los niveles piezométricos obtenidos con las simulaciones A y B. El descenso producido estaría entre 30 m y 190 m (Figura 8.16). Los valores más bajos se han obtenido en el entorno de los manantiales de Ayna y Liétor y en el sector occidental del área modelada y los mayores descensos se encuentran cerca del túnel de Talave. Se puede observar un gradiente positivo en el descenso del nivel en la dirección O-E, coincidente en parte con la dirección de flujo regional (NO-SE) (Figura 4.3). Estos valores de descenso son consistentes con los espesores de terreno y espesores saturados por encima del túnel (ver Figura 7.17). Hay que indicar que los descensos netos de nivel tienen un rango de valores mayor que los descensos medios indicados en el Apartado 7.7 (estimados entre 60 y 100 m). Las diferencias sugieren que la porosidad es un factor determinante en la estimación del descenso piezométrico y en la capacidad de almacenamiento del acuífero. En cualquier caso, en ambos casos los descensos estimados o calculados son importantes y hay diferencias significativas, principalmente en el entorno del túnel, que tienen que ser analizadas con mayor detalle.

También es interesante fijar la atención en la relación entre el nivel piezométrico y las cotas de drenaje en las celdas asignadas a las descargas de los manantiales de Ayna y Gargantón en el entorno del río Mundo antes (Figura 8.17) y después (Figura 8.11) de la perforación del túnel. El hecho de que se haya producido una desaturación del acuífero parece que ha tenido consecuencias en la periodicidad de la descarga del manantial del Gargantón. Este tipo de descarga funciona cuando hay un incremento notable en la precipitación, produciendo una saturación transitoria en el entorno del punto de descarga que induce que se active la salida. Con independencia de los posibles efectos de un descenso de las precipitaciones en el caudal de salida del manantial, si se comparan las figuras 8.11 y 8.17 se observa que el nivel piezométrico está más bajo en la simulación A que en la simulación B. Esto sugiere que la descarga en el manantial del Gargantón será más irregular hoy en día, y para que se active el acuífero tendrá que recibir mayor recarga que

antes de la construcción del túnel de Talave. Estas hipótesis son consistentes con el comportamiento observado durante el periodo de estudio, ya que como se ha comentado en el Apartado 8.3.3 el manantial ha estado solamente activo en los periodos abril-septiembre de 2010 y abril-diciembre de 2013. La información de campo (consultas al ayuntamiento de Ayna y seguimiento personal de la descarga) también indica un cambio en el funcionamiento del manantial si se tiene en cuenta la información histórica consultada en de Botella y Hornos (1868) y en IGME (1979).

Figura 8.16. Descenso (m) del nivel piezométrico (NP) en la MASb Alcadozo calculado por diferencia entre los niveles modelados en las simulaciones A y B.

Figura 8.17. Detalle de la posición del nivel piezométrico en la columna 27 (entorno del río Mundo en Ayna) modelado en la simulación B (sistema sin túnel de Talave). Se ha añadido la localización de las descargas en las celdas correspondientes. Las figuras generadas por MODFLOW se han editado ligeramente para facilitar su comprensión.

8.5. Discusión del modelo numérico

Los resultados obtenidos en las dos simulaciones planteadas han reproducido de manera consistente el modelo conceptual existente. La calibración del modelo se ha realizado siguiendo criterios hidrogeológicos realistas y coherentes con las características del medio estudiado.

Las principales consistencias encontradas entre el modelo numérico y el modelo conceptual son las siguientes:

- En la simulación A (sistema en condiciones actuales) el mapa piezométrico muestra razonablemente los rasgos generales del flujo subterráneo regional y la influencia de las principales descargas concentradas (manantiales) y difusas (río Mundo) sobre el sentido del flujo en esas zonas. Hay un predominio de la componente horizontal en el flujo que depende del gradiente hidráulico y posiblemente de la estructura hidrogeológica. Las filtraciones al túnel afectan al flujo solo a escala local. La explotación de agua subterránea no modifica significativamente las direcciones principales del flujo regional, salvo en las inmediaciones del límite oriental del acuífero, donde una explotación más intensiva influye en el movimiento del flujo subterráneo hacia el E. Los valores obtenidos en los balances hídricos zonales son muy similares a los del modelo hidrodinámico conceptual, lo cual aporta consistencia a este. El funcionamiento actual del acuífero (régimen natural) responde a un reequilibrio del sistema después de la construcción del túnel de Talave. Con independencia de la posible existencia de entradas laterales de agua por los límites O y N (considerados de flujo nulo en el modelo numérico), las excelentes características hidráulicas de la formación permeable, la existencia de unos recursos hídricos subterráneos importantes y la escasa explotación de acuífero han debido influir en la situación hidrodinámica actual (estabilización del nuevo balance).
- En la simulación B (sistema en condiciones naturales antes de la perforación del túnel de Talave) los resultados obtenidos han reproducido las condiciones de un sistema en el que el flujo de agua subterránea se dirige hacia los puntos de descarga natural cercanos al eje de drenaje principal (río Mundo). Las isopiezas son coherentes con el previsible esquema de flujo regional en régimen natural, ya que el agua subterránea se mueve desde las áreas de recarga (mayor altitud) hacia las zonas principales de descarga (menor altitud). El análisis de la posible influencia de la construcción del túnel en los caudales de salida de los principales manantiales indica algunas diferencias significativas, sobre todo en la fuente de la Parra y en los manantiales de Ayna y Liétor. Este análisis tentativo del impacto hidrogeológico del túnel ha sido contrastado con información histórica (caudales) previa a su construcción. Los resultados obtenidos indican que hay una buena relación entre los valores calculados por el modelo en la simulación B y los valores históricos, salvo para el manantial de Liétor, que parece ser más estable hidrodinámicamente de lo que ha reproducido el modelo numérico. Por otro lado, se ha estimado el descenso en la superficie piezométrica comparando los niveles obtenidos en ambas simulaciones. Los descensos menores se observan cerca de los manantiales de Ayna y Liétor y en el sector occidental del acuífero y los mayores descensos se encuentran cerca del túnel de Talave. El rango de valores oscila entre 30 m y 190 m y es mayor que el estimado previamente (Apartado 7.8), que estaba comprendido entre 69 m y 104 m. Asimismo, la comparación de los niveles calculados en el entorno del manantial de Ayna en las simulaciones A y B ha permitido

explicar conceptualmente el funcionamiento histórico de la descarga del manantial del Gargantón.

Las principales limitaciones del modelo están relacionadas con:

- Las condiciones de borde en los límites noroeste, norte y este. El hecho de considerar que los límites hidrogeológicos coinciden con los límites hidrográficos (borde N y NO del área modelada) restringe la fiabilidad de algunos resultados de la simulación numérica (por ejemplo, los descensos piezométricos calculados entre simulaciones A y B), ya que en realidad hay dudas razonables sobre la posible existencia de relaciones hidráulicas e intercambios de agua subterránea entre masas de agua limítrofes (algunos intercambios serían, además, intercuenas). Estas mismas dudas existen en la definición del límite oriental de la MASb Alcadozo.
- La poca información que hay sobre los valores de permeabilidad (y sobre la anisotropía y la heterogeneidad) en la zona de estudio. En el proceso de calibración se ha llegado a una zonificación de valores de K muy simple para un acuífero carbonatado notablemente fracturado. Aunque esta distribución ha permitido simular el balance hídrico regional actual de forma bastante aceptable, muy probablemente la distribución espacial real de la permeabilidad sea bastante más compleja. Para mejorar la capacidad del modelo, singularmente a escala subregional, sería necesario disponer de más valores previos.
- Por otro lado, como sucede en la mayoría de los casos, existen incertidumbres relacionadas con la estructura hidrogeológica que afectan a la geometría del acuífero. Para hacer un diseño más realista de la estructura hidrogeológica sería fundamental trabajar con herramientas que permiten construir el modelo geológico del acuífero. En el área de estudio la información geológica existente es notable, con orígenes diferentes y de calidad suficiente para construir un modelo geológico que reproduzca la heterogeneidad de la estructura hidrogeológica.

En resumen, en trabajos futuros una mejora del modelo requerirá conocer mejor la relación hidráulica con las masas de agua vecinas, el papel que juegan la heterogeneidad espacial de la permeabilidad y la estructura hidrogeológica en el control del flujo de agua subterránea.

CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES

9. CONCLUSIONES

Se ha utilizado una metodología de caracterización de acuíferos carbonatados basada en el uso de diferentes técnicas de estudio hidrogeológicas que se complementan y permiten generar información contrastada, así como un modelo conceptual robusto sobre el funcionamiento de acuíferos de los cuales existe poca información. Se ha incorporado la evaluación y discusión de la incertidumbre, aportando consistencia a los resultados y al modelo conceptual del acuífero. Asimismo, se ha avanzado en la integración de los métodos de cuantificación de la recarga con el fin de proporcionar información confiable sobre los valores, su variabilidad y los procesos que la controlan. Estas contribuciones son útiles en la gestión de los recursos hídricos y tienen que formar parte de los trabajos de planificación hidrológica.

En el contexto de la investigación, el avance en el conocimiento de los principales rasgos de la red de flujo subterráneo, el análisis de los beneficios de aplicar diferentes técnicas de estudio a diferente escala, obtener rangos de incertidumbre asociados a la estimación de procesos naturales, caracterizar desde el punto de vista hidroquímico e isotópico el acuífero, estudiar el impacto espacial y temporal de determinadas infraestructuras susceptibles de modificar la red de flujo y contrastar con modelación numérica del flujo de agua subterránea el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero han aportado información relevante sobre el mismo y un método de estudio que puede ser aplicado en otros acuíferos carbonatados.

Además de las contribuciones generales relacionadas con los objetivos principales y particulares propuestos en la investigación, a continuación se exponen las principales conclusiones y aportaciones de la tesis doctoral.

Metodología

Se ha comprobado que el uso integrado de diferentes técnicas de estudio proporciona solidez a la estimación e identificación de los procesos naturales que se producen en los acuíferos carbonatados. En el contexto del área de estudio, cuenca hidrográfica con recursos hídricos limitados, la caracterización hidrogeológica de un acuífero complejo ha sido el resultado de aplicar técnicas hidrodinámicas, hidroquímicas, isotópicas, geoestadísticas y de modelación del flujo subterráneo. Se ha evaluado la incertidumbre asociada a la cuantificación de los principales variables utilizadas en la gestión de los recursos, aportando información confiable de los valores de recarga y descarga, ya que presentan mayor dificultad para ser estimados con precisión. Las principales limitaciones metodológicas estuvieron relacionadas de manera puntual con las condiciones del medio para desarrollar determinados trabajos empíricos.

Contexto geográfico, geológico y estructural del área de estudio (acuífero de Alcadozo)

El área de estudio está localizada dentro del dominio Prebético Externo de las Cordilleras Béticas y es considerada de gran complejidad geológica. La estructura en forma de pliegues y escamas presenta diferencias espaciales significativas. La serie estratigráfica dominante constituye las principales formaciones permeables (dolomías y calizas del Dogger y Lías Inferior).

Las características hidrogeológicas y singularidades del acuífero de Alcadozo (cuenca alta del río Mundo) han favorecido la integración de diferentes técnicas de estudio y ha permitido evaluar las incertidumbres en su funcionamiento y en su relación hidrodinámica con elementos hidrológicos de tipo natural (río Mundo) o artificial (túnel de Talave). La presencia y continuidad de la formación carbonatada permeable (Jurásico) a escala regional y la complejidad de la estructura han sido discutidas dadas sus implicaciones hidrogeológicas.

Modelo hidrogeológico conceptual

La geometría del acuífero presenta incertidumbres relacionadas con la convencionalidad de considerar los límites hidrográficos como límites hidrogeológicos. Estas incertidumbres son limitaciones que se han puesto de relieve en la tesis doctoral. Durante el transcurso de la investigación, los cambios realizados por el Organismo de Cuenca en la definición geométrica de la MASb no han mejorado las incertidumbres existentes en las relaciones laterales con otras MASb y/o demarcaciones hidrográficas.

Los estudios preliminares han aportado información relevante sobre el tipo de flujo (regional), la definición de las principales formaciones permeables y su disposición en la estructura. Se han calculado los valores de precipitación que producen recarga (6 %-10 %) utilizando dos métodos de cálculo independientes: balance de agua en el suelo (BAS) y balance de masa de cloruro (BMC). Se ha obtenido de otros trabajos enmarcados en el proyecto REDESAC la descarga difusa al río Mundo, valor que ha servido para estimar la descarga procedente del acuífero Alcadozo ($1,59 \pm 0,27 \text{ hm}^3/\text{año}$) y contrastarla con otras estimaciones iniciales. Los valores de explotación de agua subterránea ($1,37 \text{ hm}^3/\text{año}$), la descarga concentrada ($1,67 \text{ hm}^3/\text{año}$), la descarga difusa al río Mundo, así como las filtraciones de agua subterránea al túnel de Talave ($3,10 \text{ hm}^3/\text{año}$) son compatibles con un régimen natural. Se ha deducido que el balance hídrico está equilibrado. El estudio de las descargas principales de Ayna y Liétor ha aportado coeficientes de agotamiento entre $2,2 \times 10^{-3}$ y $4,1 \times 10^{-3} \text{ 1/día}$ que indican una buena capacidad de regulación de los volúmenes de acuífero que constituyen las cuencas de esos manantiales.

Aportaciones de la hidroquímica e isótopos

Las fuentes que aportan solutos al agua subterránea son de origen atmosférico, litológico y antrópico. Se ha determinado que las aguas de lluvia son de tipo $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ y $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-Mg}$. Se ha encontrado contribución de SO_4 no marino deducido del análisis de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$. El contenido de Cl medido en el aporte atmosférico presenta variación regional. Las principales fuentes litológicas son las dolomías, arcillas con yeso y localmente halita presente en las escamas del Triásico. La relación molar Cl/Br vs. Cl ha ayudado a identificar diferentes fuentes de Cl (materiales triásicos u otras) en el conjunto de las aguas estudiadas. Se ha encontrado origen exclusivamente o principalmente atmosférico en las aguas de lluvia y en las aguas subterráneas, aunque algunos sondeos y manantiales presentan también contribución de halita del Triásico. La mayor parte de las aguas superficiales presentan Cl de origen atmosférico, aunque también en algunos tramos se ha encontrado contribución litológica. La fuente antrópica principal de solutos es la actividad agrícola, que incorpora NO_3 al agua subterránea en el sector oriental del acuífero, donde hay actividad agrícola significativa.

Las aguas subterráneas presentan mineralización baja a media y tienen tipos químicos $\text{HCO}_3\text{-CaMg}$ y $\text{HCO}_3\text{-MgCa}$, coherentes con la litología dominante. No muestran variaciones temporales significativas en su composición química. La composición química del agua subterránea evoluciona en el sentido del flujo subterráneo. La temperatura (T) del agua es moderada y evoluciona regionalmente de manera inversa con respecto a la altitud. La T ha sido utilizada como trazador del flujo subterráneo. El tiempo de residencia del agua y los procesos de disolución de los minerales carbonatados y del yeso controlan su composición química. La mezcla de líneas de flujo regionales y locales y la existencia de halita modifican la evolución química del agua subterránea.

Las aguas superficiales del río Mundo presentan baja o moderada mineralización y notable similitud con la marca química del agua subterránea. Se ha identificado una significativa interacción río-acuífero. El principal proceso físico identificado en el río Mundo ha sido la mezcla puntual o difusa del agua circulante con agua subterránea y/o agua de escorrentía. Puntualmente, las aguas superficiales de cauces en contacto con materiales que contienen minerales evaporíticos son de tipo $\text{SO}_4\text{-Ca}$ (caso del embalse de Talave) o $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{-CaMg}$ (caso del arroyo de Bogarra).

El análisis de componentes principales (ACP) ha sido utilizado para determinar los principales procesos responsables de la composición química de las aguas y su distribución regional. Los principales procesos deducidos han sido el incremento de la mineralización del agua por mayor tiempo de residencia en la dirección principal del flujo subterráneo o por contacto con evaporitas, disolución de calizas y dolomías y contaminación de origen agrícola de manera localizada. El ACP ha ayudado a identificar las áreas y el tipo de interacción río-acuífero. Se han podido determinar tramos sin conexión hidráulica o con conexión puntual (curso alto y bajo del río Mundo) y tramos conectados con descarga difusa de los acuíferos Alcadozo y Seca (MASb Pliegues Jurásicos) (curso medio del río Mundo en el entorno de Ayna).

Los análisis de los isótopos ambientales ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de la molécula de agua en el agua de lluvia han mostrado valores coherentes, en general, con la línea meteórica media mundial. Los valores del exceso de deuterio han indicado que las precipitaciones más abundantes son de origen atlántico y son las que producen recarga. Las aguas subterráneas medidas han mostrado rangos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ amplios, pero coherentes con el origen principal del agua de recarga, no obstante algunos frentes nubosos de origen mediterráneo también pueden generar recarga. Se ha deducido por la similitud en los contenidos isotópicos de las aguas de lluvia que las precipitaciones durante el periodo de estudio han podido ser de tipo convectivo y no frontales ni orográficas. Las aguas subterráneas han mostrado el efecto de un gradiente altitudinal, lo cual sugiere que a largo plazo dominen las lluvias de tipo orográfico. Considerando válido el gradiente isotópico altitudinal de $-0,45 \text{ ‰}/100 \text{ m}$, la mayoría de las aguas subterráneas estudiadas se habrían recargado a cotas elevadas, por encima de los 1200 m s.n.m. Basado en los valores de ^3H medidos en las muestras de agua subterránea se ha determinado que hay dos partes diferentes de la red de flujo, con tiempos de residencia diferentes y posible mezcla de líneas de flujo. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr en las muestras de agua estudiadas ha aportado información sobre los procesos que controlan la

composición química del agua: interacción con los materiales carbonatados, contacto con los sedimentos evaporíticos del Triásico y/o impacto de la actividad agrícola.

Evaluación de la recarga al acuífero

Se ha estimado la recarga media en condiciones estacionarias utilizando dos métodos independientes a diferente escala espacial y temporal. Los valores de recarga estimados con ambos métodos han sido consistentes, considerando la variabilidad regional y los respectivos intervalos de confianza. A escala subregional (cuenca hidrogeológica de manantial) se han estimado mediante BAS con el código Visual Balan y calibrando los resultados con las descargas de los manantiales de Ayna y Liétor. La recarga media interanual a escala regional se ha calculado con el método BMC. Los valores se han regionalizado mediante un SIG. A escala subregional en las subcuencas de Liétor y Ayna la recarga media ha sido de 35 y 50 mm/año y los coeficientes de variación de 0,49 y 0,36 respectivamente. La relación R/P ha sido aproximadamente del 10 % en ambas cuencas. En cambio, regionalmente se ha encontrado una notable variabilidad espacial con valores de recarga media entre 20 y 243 mm/año, coeficientes de variación entre 0,16 y 0,38 y relación R/P oscilando entre el 6 % y el 34 %. Los resultados e incertidumbres se pueden considerar dentro de los rangos normales para zonas semiáridas.

En la subcuenca de Ayna los resultados del modelo BAS han contribuido a estimar la fracción de recarga que se descarga a través del manantial (40 %) y de manera difusa al río Mundo (60 %). Este último valor ha sido coherente con el obtenido mediante el método de balance de masa de radón (BMR) en el proyecto REDESAC.

Las aguas subterráneas utilizadas cumplen los requerimientos del método BMC en cuanto a su procedencia (recarga local) y origen atmosférico del Cl. Se ha comprobado que una sobrestimación de los valores de recarga debido al efecto ladera es poco probable. Por tanto, los resultados del BMC han generado estimaciones confiables de la variación regional de la recarga e información relevante para el modelo conceptual del acuífero. El método BMC tiene la ventaja de que produce valores de recarga representativos de áreas extensas y el método BAS proporciona valores fiables de recarga promedio en cuencas pequeñas si se calibran correctamente. En acuíferos en condiciones estacionarias, la principal utilidad de BAS puede ser verificar la confianza de los valores promedio interanuales obtenidos con otros métodos.

Los resultados obtenidos indican que un uso más amplio de estos dos métodos proporciona información contrastada y útil sobre los valores de recarga y su distribución regional a gran escala. La estimación de la incertidumbre asociada a los valores de recarga calculados debería incluirse de forma rutinaria. La información aportada tiene implicaciones en los próximos ciclos de planificación hidrológica (Demarcación Hidrográfica del Segura).

El papel del túnel de Talave en el funcionamiento del acuífero

La información hidrogeológica procedente de la construcción del túnel de Talave y el control de las filtraciones ha sido fundamental para mejorar el conocimiento del funcionamiento del acuífero. Por primera vez se ha conseguido dar visibilidad a gran parte de los datos existentes y se han

obtenido datos complementarios que han sido utilizados en la investigación y en la definición del modelo conceptual. La información hidrodinámica ha aportado consistencia a la hora de establecer diferentes patrones de flujo, las dimensiones del sector de influencia del túnel, determinar la evolución temporal de la descarga de agua subterránea del acuífero al túnel, analizar el tipo de relación actual entre ambos (equilibrio) y evaluar la coherencia entre todos los parámetros hidráulicos obtenidos. La información geológica ha contribuido a mejorar el diseño de la estructura hidrogeológica para el modelo numérico de flujo y analizar la relación entre las formaciones del Dogger y Lías. La información hidroquímica de las aguas filtradas es coherente con las fuentes litológicas de solutos en el acuífero y también con la existencia de actividad agrícola en el entorno del túnel, pues todas las aguas filtradas presentan la marca química de la actividad agrícola. Los valores isotópicos (estables) en las aguas han contribuido a determinar el origen de la recarga. Las cotas de recarga se encuentran por encima de los 1200 m s.n.m. (relieves más altos situados al O del túnel) y también a cotas algo más bajas (relieves localizados en el entorno del túnel). Los valores de tritio sugieren que las aguas filtradas al túnel son mezcla, en distintas proporciones, de líneas de flujo locales y subregionales. Hay dificultad para estimar tiempos de tránsito esperables suponiendo un flujo de tipo pistón. La mayor parte de las aguas se pudieron recargar antes del año 2000 o son mezcla de aguas recargadas en años distintos. La mezcla de aguas con distinto tiempo de permanencia es consistente con la presencia notable de NO_3 agrícola en sus aguas. Se ha estimado que el volumen de agua descargado al túnel de 318 hm³ durante el periodo 1969-2007 ha producido un descenso piezométrico entre 69 y 104 m en el área de influencia del túnel (sector central de la MASb).

Modelación numérica del flujo subterráneo

Se ha contrastado con modelación numérica del flujo subterráneo el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero antes y después de la construcción del túnel de Talave (TT). Se ha evaluado el posible impacto de la construcción del TT comparando los resultados (niveles piezométricos y descargas principales) de ambos modelos. En condiciones actuales (equilibrio con explotación moderada y filtraciones relativamente estables en el TT) el modelo numérico ha reproducido razonablemente el modelo conceptual. El ajuste entre niveles, y sobre todo los balances zonales, han sido reproducidos adecuadamente. En las condiciones previas a la construcción del TT (régimen natural) el esquema general de flujo modelado ha sido consistente con la localización de las principales áreas de recarga y descarga concentrada y/o difusa. Sin embargo, se han obtenido diferencias significativas en los caudales de descarga calculados en ambas simulaciones. En algunos manantiales se ha obtenido buena correlación entre los caudales calculados y los caudales históricos, con excepción del manantial de Liétor. El análisis tentativo del impacto de la construcción del TT ha mostrado descensos piezométricos entre 30 y 190 m, mayores cerca del TT. Las principales limitaciones en la modelación han sido las incertidumbres relacionadas con las condiciones de contorno, la distribución de permeabilidades y la estructura hidrogeológica.

9.1. Propuesta de futuros trabajos y líneas de investigación

- Las incertidumbres existentes en la geometría y límites hidrogeológicos de la MASb ha sido una limitación en el marco de la investigación, sobre todo en la definición del modelo conceptual. En este sentido, se propone estudiar y analizar con el mayor detalle posible el grado de relación hidrogeológica entre las MASb contiguas Alcadozo (Segura) y Arcos de Alcaráz (Júcar) con el fin de evitar la convencionalidad de asignar los límites hidrogeológicos en base a los límites hidrográficos. Este planteamiento se puede hacer extensivo a otras MASb con incertidumbres similares.
- En acuíferos con estructuras hidrogeológicas potentes, continuas y homogéneas litológicamente se propone realizar trabajos de definición de los límites no basados exclusivamente en las características estructurales, sino en la integración de diferentes técnicas de estudio que aporten información independiente y coherente en su conjunto. Este podría ser el caso de la posible relación hidrogeológica entre las MASb Alcadozo y Boquerón (cuenca del Segura). Esta línea de trabajo es también válida para el caso del estudio de la relación MASb/acuíferos intercuencia.
- Se propone aplicar la metodología utilizada en la estimación de la recarga y su incertidumbre a escala de cuenca hidrográfica. Actualmente los organismos de cuenca para los diferentes planes de gestión evalúan los recursos en régimen natural con el código SIMPA (Sistema Integrado de Modelización Precipitación-Aportación) desarrollado por el CEDEX. Aunque hay estimaciones de la recarga natural a escala nacional realizadas mediante BMC, una posible línea de trabajo sería estimar los recursos utilizando este mismo método en el conjunto de la demarcación hidrográfica. Se podría definir la red de muestreo pluviométrico tomando como referencia las estaciones de la red AEMET, estimar y muestrear agua de escorrentía en las estaciones de aforo de la CHS y muestreo de aguas subterráneas en manantiales o pozos seleccionados que cumplan los requerimientos del método. En determinados acuíferos el método BAS podría servir para verificar la confianza de los valores promedio interanuales. Los resultados de BMC y BAS podrán ser contrastados con los del código SIMPA valorando las incertidumbres.
- Estudiar la relación e implicaciones de la estructura hidrogeológica con el eje principal de drenaje (río Mundo) y con el túnel de Talave requiere mejorar la caracterización de la estructura y la geometría del acuífero. Para realizar este trabajo se propone utilizar modelación geológica 3D. Se podría mejorar el conocimiento de los límites hidrogeológicos de la MASb y disminuir las incertidumbres. La información geológica georreferenciada se exportaría al modelo numérico de flujo.
- La caracterización isotópica del agua de lluvia no ha sido coherente con la recta altitudinal esperable, por tanto, se propone replicar el muestreo en las estaciones-altitudes controladas e incorporar alguna estación a mayor altitud. También se propone investigar el origen y tipo de eventos lluviosos en el área de estudio para contrastar las hipótesis planteadas en la tesis doctoral.

- Debido a las especiales dificultades que tienen los ensayos de bombeo, se propone realizar ensayos en algunos de los sondeos existentes con el fin de obtener de manera distribuida valores de conductividad hidráulica en la formación carbonatada Jurásica de la MASb Alcadozo.
- Las hipótesis planteadas sobre la posible diferencia entre la parte superior del acuífero, donde ocurrirían los procesos relacionados con el flujo activo y la renovación, y la parte más profunda del acuífero que no estaría involucrada en los procesos de flujo activo sugiere estudiar la posible estratificación de líneas de flujo en esta última. El trabajo propuesto consistiría en buscar o perforar algún sondeo profundo con el objetivo de realizar ensayos de trazador y observar posibles flujos verticales. En el sondeo se tendrán que tomar muestras a distintas profundidades para su caracterización química e isotópica. Los resultados de este trabajo tendrían además implicaciones en el balance hídrico del acuífero.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- Abbo, H., Shavit, U., Markel, D., Rimmer, A. 2003. A numerical study on the influence of fractured regions on lake/groundwater interaction; the Lake Kinneret (Sea of Galilee) case. *J. Hydrol.*; 283: 225-243.
- AEMET. 2015. Agencia Estatal de Meteorología. (Disponible en <http://www.aemet.es>). (Acceso Febrero 2015).
- Alcalá, F.J. 2005. Recarga a los acuíferos mediante balances hidrogeoquímicos. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona; 346 pp.
- Alcalá, F.J., Cantón, Y., Contreras, S., Were, A., Serrano-Ortiz, P., Puigdefábregas, J., Solé-Benet, A., Custodio, E., Domingo, F. 2011. Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain. *Environ Earth Sci*; 62: 541-557.
- Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008a. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrol. Process.*, 22: 3636–3650.
- Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008b. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *J. Hydrol.*; 359: 189-207.
- Alcalá, F.J., Custodio, E. 2014. Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. *Hydrol. Process.*; 28: 218-236.
- Alcalá, F.J., Custodio, E. 2015. Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. *J. Hydrol.*; 524: 642-661.
- Allison, G.B., Hughes, M.W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Aust. J. Soil Res.*; 16: 181-195.
- Alonso-Azcárate, J., Botrell, S.H., Mas, Jr. 2006. Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic composition in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain. *Chem. Geol.*; 234: 46-57.
- Álvarez Rogel, Y. 1996. Caracterización climática de la cuenca alta del río Mundo, provincia de Albacete. *Papeles de Geografía*; 23-24: 7-25.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W. 2002. Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport. Academia press. USA, 381 pp.
- Andreo, B., Carrasco, F., Cruz San Julián, J.J. 1992. Contribución al conocimiento hidrodinámico del sistema carbonatado drenado por el manantial de Coín (Málaga). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*; 15: 775-782.
- Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Mudry, J. 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Appl. Geochem.*; 19, 561–574.
- Andreu, J.M., Alcalá, F.J., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2011. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges. *J. Arid. Environ.*; 75: 1262-1270.

- Antich, N., Canals, A., Soler, A., Darbyshire, D.P.F., Spiro, B.F. 2001 Los isótopos de estroncio como trazadores de fuentes naturales y antrópicas en las aguas del río Cardener, cuenca del río Llobregat (Barcelona, España). En: Las caras del agua subterránea; Medina, A., Carrera, J., Vives, L. Eds. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid; pp. 413-420.
- Appelo, C.A.J., Postma, D. 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 1-536.
- Araguás-Araguás, L.J. 1991. Adquisición de los contenidos isotópicos (^{18}O y ^2H) de la aguas subterráneas: variaciones en la atmósfera y en la zona no saturada del suelo. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. pp. 286.
- Araguás-Araguás, L.J., Díaz Teijeiro, M.F. 2005. Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula. En: Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. IAEA-TECDOC-1453. Vienna. 173-190. (https://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/te_1453_web.pdf).
- Attanayake, P.M., Waterman, M.K., 2006. Identifying environmental impacts of underground construction. Hydrogeol. J.; 14: 1160-1170.
- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García Hernández, M., Gonzalez Donoso J.M., Linares, A., Linares, D., López Garrido, A.C., Rivas, P., Vera, J.A. 1979. La microfases del Jurásico y Cretácico de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada, 83 pp.
- Baena, J. Jerez, L. 1982. Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética S. (s.str). Colección informe, ITGE. Madrid, 256 pp.
- Bagnoli, P., Bonfanti, M., Della Vecchia, G., Lualdi, M., Sgambi, L. 2015. A method to estimate concrete hydraulic conductivity of underground tunnel to assess lining degradation. Tunn. Undergr. Space Technol.; 50: 415-423.
- Bakalowicz, M. 1979. Thèse, Univ. P. et M.Curie, Paris-VI, Géol. Dyn. Et Lab. Souterrain CNRS: 269 pp.
- Belmonte-Serrato, F., Romero Díaz, A., Andrade Limas, E. 2013. Experiencias de interceptación de la lluvia por la vegetación en la Región de Murcia. In: IEA, editor. Interceptación de la lluvia por la vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia; pp. 123-146.
- Ben-Itzhak, L.L., Gvirtzman, H. 2005. Groundwater flow along and across structural folding: an example from the Judean Desert, Israel. J. Hydrol.; 312: 51-69.
- Berthouex, P.M., Brown, L.C. 1994. Statistics for environmental engineers. Lewis Publisher: New York, NY; 335 pp.
- Birk, S., Liedl, R., Sauter, M. 2006. Karst spring responses examined by process-based modeling. Ground Water; 44: 832-836.
- Bohlke, J.K., Horan, M. 2000. Strontium isotope geochemistry of groundwaters and streams affected by agriculture, Locust Grove, MD. Appl. Geochem.; 15: 599-609.
- Bonacci, O. 1987. Karst Hydrology: With Special Reference to the Dinaric Karst. Ed. Springer-Verlag, Berlin, 184 pp.
- Brenot, A., Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Millot, R., Malcuit, E. 2015. Insights from the salinity origins and interconnections of aquifers in a regional

- scale sedimentary aquifer system (Adour-Garonne district, SW France): Contributions of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from dissolved sulfates and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio. *Appl. Geochem.*; 53: 27–41.
- Burke, W.H., Deniso, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*; 10: 516-519.
- Butscher, C. 2012. Steady-state groundwater inflow into a circular tunnel. *Tunn. Undergr. Space Technol.*; 32: 158-167.
- Butscher, C., Einstein, H.H., Huggenberger, P. 2011. Effects of tunneling on groundwater flow and swelling of clay-sulfate rocks. *Water Resour. Res.*; 47 (11).
- Calvo, A.I., Pont, V., Olmo, F.J., Castro, A., Alados-Arboledas, L., Vicente, A.M., Fernández-Raga, M., Fraile, R. 2012. Air masses and weather types: A useful tool for characterizing precipitation chemistry and wet deposition. *Aerosol Air Qual. Res.*; 12: 856–878.
- Candela, L., von Igel, W., Javier Elorza, F., Aronica, G. 2009. Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Mallorca, Spain). *J Hydrol.*; 376: 510-527.
- Cardenal, J., Benavente, J., Cruz-San Julián, J.J. 1994. Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, South Spain). *J. Hydrol.*; 161: 3 - 30.
- Cardoso da Silva, G., Custodio, E. 2010. Hidrogeoquímica e isotopía ambiental del sector noreste de la Sierra de Tramuntana, Isla de Mallorca (España). *Ingeniería del Agua*, v. 17, No 1.
- Carrera, J., Vázquez-Suñé, E. 2008. Sobre la interacción entre acuíferos y obras subterráneas. *El agua y las infraestructuras en el medio subterráneo*. Asociación Internacional de Hidrogeólogos-Grupo Español, Barcelona.
- Carrica, J.C., Lexow, C. 2004. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; 39: 281-290.
- Carrillo-Rivera, J.J., Varsányi, I., Kovács, L., Cardona, A. 2007. Tracing Groundwater Flow Systems with hydrogeochemistry in Contrasting Geological Environments. *Water Air Soil Pollut.*; 184: 77–103.
- Castañeda, C., García-Vera, M.A. 2008. Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. *Hydrogeol. J.*; 16: 87–102.
- Chiocchini, U., Castaldi, F. 2011 The impact of groundwater on the excavation of tunnels in two different hydrogeological settings in central Italy. *Hydrogeol. J.*; 19: 651-669.
- Chiu, Y-C., Chia, Y. 2012. The impact of groundwater discharge to the Hsueh-Shan tunnel on the water resources in northern Taiwan. *Hydrogeol. J.*; 20: 1599-1611.
- CHJ. 2016. Plan Hidrológico de la cuenca del Segura, periodo 2015-2021. R.D. 1/2016 de 8 de enero, BOE de 19 de enero de 2016. (Disponible en <https://www.chj.es/es-es/medioambiente/planificacionhidrologica/Paginas/PHC-2015-2021-Plan-Hidrologico-cuenca.aspx>).

- CHS. 1984. Plan Hidrológico Nacional. En: MOPU-DGOH (eds.), Caracterización fisiomorfológica (Tomo I). Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Dirección General de Obras Hidráulicas, Murcia; 392 pp.
- CHS. 1998. Plan hidrológico de la cuenca del Segura. R.D. 1664/1998 de 24 de julio, BOE de 11 de agosto de 1998. (Disponible en <https://www.chsegura.es/chs/planificacionydma/plandecuenca/documentoscompletos/>).
- CHS. 2014a. Plan Hidrológico de la cuenca del Segura, periodo 2009-2015. R.D. 594/2014 de 11 de julio, BOE de 12 de julio de 2014. (Disponible en <https://www.chsegura.es/chs/planificacionydma/planificacion/>).
- CHS. 2014b. Trabajos de medida de caudales en manantiales y niveles hidrométricos y piezométricos en humedales de la cuenca del Segura. Confederación Hidrográfica del Segura. (Disponible en <https://www.chsegura.es/chs/cuenca/redesdecontrol/manantialesyhumedales/>).
- CHS. 2016. Plan Hidrológico de la cuenca del Segura, periodo 2015-2021. R.D. 1/2016 de 8 de enero, BOE de 19 de enero de 2016. (Disponible en <https://www.chsegura.es/chs/planificacionydma/planificacion15-21/>).
- Clark, I., Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers. Boca Ratón, USA, 328 pp.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science; 133: 1702-1703.
- Cruz-Fuentes, T., Naranjo Ayala, G., Cabrera Santana, M.C., Custodio, E. 2014. Estimación de la escurrentía superficial mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España). En: Gómez Hernández y Rodrigo Ilarri (eds). II Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Valencia. Universitat Politècnica de Valencia; pp. 217–232. ISBN: 978–84–9048–239–1.
- Cruz Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F., Olías, M. 1992. Sources of precipitation over southeastern Spain and groundwater recharge. an isotopic study. Tellus; 44B: 226–236.
- Cruz Sanjulián, J., Benavente, J., Moral-Martos, F., Martínez-Garrido, J.C. 1990. Investigación de acuíferos carbonatados (Sierras de Cazorla y Segura). Memoria inédita. Universidad de Granada-Instituto Tecnológico GeoMinero de España; 216 pp.
- Cruz Sanjulián, J., Morales, T. 1987. Caracterización del sistema kárstico de Olalde a partir del análisis del hidrograma del manantial. Estudios geológicos; 43: 71-77.
- Custodio, E., Manzano, M., Iglesias M. 1996. Análisis térmico preliminar de los acuíferos en Doñana. Actas IV Simposio del Agua en Andalucía (SIAGA). pp. 57–87
- Custodio, E. 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. ITGE (ed.). En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, Las Palmas de Gran Canaria. pp. 83-109.
- Custodio, E. 1998. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. Boletín Geológico y Minero; 109: 329-346.

- Custodio E. 2005. Intensive use of ground water and sustainability. *Ground Water*; 43: 291-291.
- Custodio, E. 2009. Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. *Boletín Geológico y Minero*; 120 (4): 631-640.
- Custodio, E. 2010. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. *Contribution to Science*; 6: 81-97.
- Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady-state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. *J. Hydrol.*; 540:287-305.
- Custodio, E., Llamas, M.R. 1983. *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona; 2350 pp.
- Custodio, E., Llamas, M.R. 1996. *Hidrología Subterránea*. Vol I. Ed. Omega, Barcelona; 1224 pp.
- Custodio, E., Llamas, M.R., Samper, J. 1997. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. En: Instituto Tecnológico Geominero de España (ed.). *Asociación Internacional de Hidrogeólogos (Grupo Español)*, 455 pp.
- CVRM. 2000. Programa ANDAD. Manual de usuario. Centro de Geosistemas-Instituto Superior Técnico de Lisboa (IST); 32 pp.
- Davis, JC. 2002. *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley and Sons Inc.; 638 pp.
- de Botella y de Hornos, F. 1868, *Descripción Geológico-Minera de las provincias de Murcia y Albacete*, Madrid; 186 pp.
- De la Torre, B., Mudarra, M., Andreo, B., Argamasilla, M., Nieto, J.M., Prieto, J., Gil, J.M. 2017. Consideraciones sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de Jarastepar (provincia de Málaga) deducidas a partir de ensayos de trazadores artificiales. *Geogaceta*; 61: 63-66.
- De Vries, J.J., Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol J*; 10: 5-17.
- Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., Nimmo, J.R. 2007. Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *J. Hydrol.*; 334: 231-249.
- Demlie, M. 2015. Assessment and estimation of groundwater recharge for a catchment located in highland tropical climate in central Ethiopia using catchment soil-water balance (SWB) and chloride mass balance (CMB) techniques. *Environ. Earth Sci.*; 74: 1137-1150.
- Díaz-Teijeiro, M.F., Rodríguez-Arévalo, J., Castaño, S. 2009. La Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP): distribución isotópica espacial y aportación al conocimiento del ciclo hidrológico. *Ingeniería Civil*; 155: 87-97.
- Diodato, N., Ceccarelli, M. 2006. Computational uncertainty analysis of groundwater recharge in catchment. *Ecol. Inform.*; 1: 377-389.
- Dominguez Vivancos, A. 1978. *Abonos minerales*. Colección: Agricultura práctica, Ministerio de Agricultura, Madrid; 423 pp.
- Dripps, W.R., Bradbury, K.R. 2007. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeol. J.*; 15: 433-444.

- Dripps, W.R., Bradbury, K.R. 2010. The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin. *Hydrol. Process.*; 24: 383-392.
- Edmunds, W. M., Cook, J.M., Darling, W. G., Kinniburgh, D. G., Miles, D. L., Bath, A. H., Morgan-Jones, M., Andrews, J.N. 1987. Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, U.K.: A basis for groundwater quality management. *Appl. Geochem.*; 2: 251–274.
- Edmunds, W. M., Carrillo Rivera, J., Cardona, A. 2002. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol.*; 258: 1–24.
- Edmunds, W.M., Shand, P. 2008. Groundwater Baseline Quality. In: *Natural Groundwater Quality*. Eds. W. M. Edmunds and P. Shand, Blackwell Publishing, Ltd, Oxford, UK doi: 10.1002/9781444300345.ch1.
- Edwards, M., Webb, J. 2009. The importance of unsaturated zone biogeochemical processes in determining groundwater composition, southeastern Australia. *Hydrogeol. J.*; 17: 1359–1374.
- EEA. 2007. Corine Land Cover 2000 (CLC 2000). European Environment Agency (Copenhagen). (Disponible en <http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-landcover>).
- Eriksson, E., Khunakasem, V. 1969. Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *J. Hydrol.*; 7: 178–197.
- España, S., Alcalá, F.J., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2012. ArcE: A GIS tool for modelling actual evapotranspiration. *Comput. Geosci.*; 44: 214-216.
- Espinha Marques, J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J.M., Chamine, H.I., Marques, J.M., Vieira, G.T., Mora, C., Sodre Borges, F. 2010. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.*; 62: 1219-1234.
- Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona; 290 pp.
- Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. *Ingeniería del Agua*; 20: 135-155. <http://dx.doi.org/10.4995/ia.2015.3540>.
- Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2015. Estimación de la esorrentía superficial para el cálculo de la recarga a los acuíferos del macizo kárstico de los Ports de Beseit (Tarragona, España) combinando balance de agua en el suelo y análisis de hidrogramas de caudales. *Estudios Geológicos*; 79 (2). <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.15711>.
- Fallot, P. 1948. Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.*; 8: 83-172.
- Farhadian, H., Aalianvari, A., Katibeh, H. 2012. Optimization of analytical equations of groundwater seepage into tunnels: A case study of Amirkabir tunnel. *JOUR.GEOL.SOC.INDIA*; 80: 96-100.
- Fernandez, G., Moon, J. 2010. Excavation-induced hydraulic conductivity reduction around a tunnel - Part 1: Guideline for estimate of ground water inflow rate. *Tunn. Undergr. Space Technol.*; 25: 560-566.

- FIEA. 2013. Interceptación de la lluvia por la vegetación en España. En: Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (FIEA) (eds.), Murcia, pp. 382. ISBN: 978-84-92988-20-4
- Finch, J.W. 2001. Estimating change in direct groundwater recharge using a spatially distributed soil water balance model. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*; 34: 71-83.
- Font-Capo, J., Vazquez-Suñé, E., Carrera, J., Martí, D., Carbonell, R., Perez-Estaun, A. 2011. Groundwater inflow prediction in urban tunneling with a tunnel boring machine (TBM). *Eng. Geol.*; 121: 46-54.
- Forte Lay, J.A., Villagra, M.M. 1986. El balance hidrológico de Thornwaite y Matter (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. *Actas del XI Congreso Nacional del Agua (Córdoba, Argentina). Tomo I (Aguas Superficiales)*; pp. 89-119.
- García-Linares, C., Martínez, I., Antigüedad, I., Sánchez-Pérez, J.M. 2005. Nitrate time-evolution in the waters of the Quaternary aquifer of Vitoria-Gasteiz (Basque Country, Northern Spain). In: *Nitrates in groundwater. International Association of Hydrogeologists Selected Papers. Razowska-Jaworek, L. and Sadurski, A. (Eds). Vol. 5, pp. 15-27.*
- García López, S. 1996. Los acuíferos carbonatados alpujárrides al SE de Sierra Nevada. Hidrodinámica, hidroquímica, hidrología isotópica y cartografía de las aguas subterráneas. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- García Mariana, F.J. 2001. Reconocimiento hidrogeológico de humedales en la cuenca del Segura (síntesis). VII Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrogeólogos. Instituto Geológico y Minero de España; Vol. XXIV, pp. 215-230.
- Garrick, M., Cunnane, C., Nash, J.E. 1978. Criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *J. Hydrol.*; 36: 375-381.
- Gates, J.B., Scanlon, B.R., Mu, X., Zhang, L. 2011. Impacts of soil conservation on groundwater recharge in the semi-arid Loess Plateau, China. *Hydrogeol. J.*; 19: 865-875.
- Gattinoni, P., Scesi, L. 2010. An empirical equation for tunnel inflow assessment: application to sedimentary rock masses. *Hydrogeol. J.*; 18: 1797-1810.
- Ghiglieri, G., Oggiano, G., Fidelibus, M.D., Alemayehu, T., Barbieri, G., Vernier, A. 2009. Hydrogeology of the Nurra Region, Sardinia (Italy): basement-cover influences on groundwater occurrence and hydrogeochemistry. *Hydrogeol. J.*; 17: 447-466.
- Grindley, F. 1967. Estimation of soil moisture deficits. *Meteorological Magazine*; 96: 97-&.
- Gudera, T., Morhard, A. 2015. High-resolution modelling of soil water balance and groundwater recharge using GWN-BW: *Hydrol Wasserbewirtschaft.*; 59: 205-216.
- Guggenmos, M.R., Daughney, C.J., Jackson, B.M., Morgenstern, U. 2011. Regional-scale identification of groundwater-surface water interaction using hydrochemistry and multivariate statistical methods, Wairarapa Valley, New Zealand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*; 15:3383-3398.
- Güler, C., Kurt, M.A., Alpaslan, M., Akbulut, C. 2012. Assessment of the impact of anthropogenic activities on the groundwater hydrology and chemistry

- in Tarsus coastal plain (Mersin, SE Turkey) using fuzzy clustering, multivariate statistics and GIS techniques. *J. Hydrol.*; 414–415: 435–451.
- Harbaugh, A.W. 2005. MODFLOW-2005, U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey. Techniques and Methods 6-A16. Washington, D.C.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., McDonald, M.G. 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92. U.S. Department of the Interior. Washington, D.C.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature: *Appl. Eng. Agric.*; 1: 96-99.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J. y Weiler, M. 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*; 52(3): 218-242.
- Healy, R.W., Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.*; 10: 91-109.
- Helena, B., Pardo, R., Vega, M., Barrado, E., Fernández, J.M., Fernández, L. 2000. Temporal evolution of groundwater composition in an alluvial aquifer (Pisuerga River, Spain) by principal component analysis. *Water Res.*; 34: 807-816.
- Herczeg, A.L., Leaney, F.W.J., Stadter, M.F., Allan, G.L., Fifield, L.K. 1997. Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South Australia. *J. Hydrol.*; 192: 271-299.
- Hershey, R.L., Mizell, S.A., Earman, S. 2010. Chemical and physical characteristics of springs discharging from regional flow systems of the carbonate-rock province of the Great Basin, western United States. *Hydrogeol. J.* doi: 10.1007/s10040-009-0571-7.
- Hornero, J. 2010. Estudio hidrogeológico de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura). Escuela de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos y de Ingeniería de Minas. Máster. Universidad Politécnica de Cartagena, 105 pp.
- Hornero, J., García-Aróstegui, J.L., Pulido, D., Manzano, M., Aragón, R., Ortega, L. 2014. Long-term effects of tunnel construction on a groundwater flow system (Alcadozo aquifer, SE Spain). In: IAH, editor. 41st IAH International Congress, "Groundwater: Challenges and Strategies", Marrakech.
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L. 2013a. Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura). 7ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. J. En: Zurutuza (eds). Editorial Aranzadi, Donostia-San Sebastian, pp. 501-504.
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L., Custodio, E. 2013b. Recarga natural al acuífero de Alcadozo (España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. En: González N, Kruse E, Trovatto M, and Laurencena P (eds). *Agua Subterránea Recurso Estratégico*. Editorial EDULP, La Plata; pp. 189-196. ISBN: 978-987-1985-03-6.
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L., Custodio, E. 2016. Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate

- regional groundwater recharge: Application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). *Sci. Total Environ.*; 568: 415-432.
- Horton, R.E. 1919. Rainfall interception. *Mon. Weather Rev.*; 47: 603-623.
- Houston. 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: An evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. *J. Hydrol.*; 334: 534– 544.
- Huang, Y., Yu, Z., Zhou, Z. 2013. Simulating Groundwater Inflow in the Underground Tunnel with a Coupled Fracture-Matrix Model. *J. Hydrol. Engin.*; 18: 1557-1561.
- Hwang, J-H., Lu, C-C. 2007. A semi-analytical method for analyzing the tunnel water inflow. *Tunn. Undergr. Space Technol.*; 22: 39-46.
- IAEA. 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. STI/DOC/10/210, IAEA, 340 pp.
- IGME. 1974a. Mapa Geológico de España, serie MAGNA, hoja nº 815 (Robledo). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1974b. Mapa Geológico de España, serie MAGNA, hoja nº 817 (Pozo-Cañada). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1975a. Mapa Geológico de España, Serie MAGNA, hoja nº 816 (Peñas de San Pedro). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1975b. Mapa Geológico de España, Serie MAGNA, hoja nº 842 (Liétor). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1978. Mapa Geológico de España, Serie MAGNA, hoja nº 841 (Alcaraz). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1979. Investigación hidrogeológica de la cuenca alta de los ríos Júcar y Segura. Plan Nacional de Investigación de las Aguas Subterráneas (PIAS 1970-1979). Varios tomos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1980. Mapa Geológico de España, Serie MAGNA, hoja nº 843 (Hellín). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 1997. Guía operativa para recogida, almacenamiento y transporte de muestras de agua subterráneas destinadas al análisis químico y bacteriológico. GOAS 1. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 34 pp. ISBN: 84-7840-307-8.
- IGME. 2005. Modelo matemático de flujo de la Unidad Hidrogeológica 08.29 Mancha-Oriental. (Disponible en <http://www.igme.es/>).
- IGME. 2014. Mapa Geológico Continuo de España a escala 1/50000. Proyecto GEODE. Instituto Geológico y Minero de España. (Disponible en <http://igme.maps.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=44df600f5c6241b59edb596f54388ae4>).
- IGME. 2015. Estimación de parámetros petrofísicos mediante criterio de experto. Instituto Geológico y Minero de España (informe interno).
- IGME-CHS. 2009. Definición de un plan de extracciones en la cuenca alta del Segura en épocas de sequía. Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno. (Disponible en <http://www.igme.es/>).

- IGME-DGA. 2012. Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 481 pp. (Disponible en [http://www.mapama.gob.es/es/agua/publicaciones/AGUAS SUBTERRA NEAS_1de7_tcm7-213349.pdf](http://www.mapama.gob.es/es/agua/publicaciones/AGUAS_SUBTERRA_NEAS_1de7_tcm7-213349.pdf)).
- IGME-DGA. 2016. Ríos y Acuíferos (interrelación hídrica entre aguas superficiales y aguas subterráneas). Instituto Geológico y Minero de España-Dirección General del Agua. José Manuel Murillo (ed.). Madrid. ISBN: 978-84-9138-006-1.
- IGME-DGOH. 2001. Proyecto para la actualización de la infraestructura hidrogeológica de las unidades 05.01 Sierra de Cazorla, 05.02 Quesada-Castril, 07.07 Fuente Segura-Fuensanta, 07.14 Segura-Madera-Tus, 07.36 Calar del Mundo y 07.37 Anticlinal de Socovos y Carbonatado de la Loma de Úbeda. Instituto Geológico y Minero de España-Dirección General de Obras Hidráulicas, Madrid. Informe interno. (Disponible en <http://www.igme.es>).
- IGN. 2013. Atlas Nacional de España. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. (Disponible en <http://www.ign.es>).
- Izquierdo, R., Avila, A. 2012. Comparison of collection methods to determine atmospheric deposition in a rural Mediterranean site (NE Spain). J. Atmos. Chem.; 69: 351-368.
- Jerez Mir, L. 1973. Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Inédita.
- Jiang, X-W., Wan, L., Yeh, T-C.J., Wang, X-S., Xu, L. 2010. Steady-state discharge into tunnels in formations with random variability and depth-decaying trend of hydraulic conductivity. J. Hydrol.; 387: 320-327.
- Jiang, Y., Yan, J. 2009. Effects of Land Use on Hydrochemistry and Contamination of Karst Groundwater from Nandong Underground River System, China. Water Air Soil Pollut.; 210: 123-141.
- Jiménez, P., Andreo, B., Durán, J., Carrasco, F., López-Geta, J., Vadillo, I., Vázquez, M. 2001. Estudio hidrodinámico del manantial de El Tempul (Sierra de las Cabras, Cádiz, Sur de España). Boletín Geológico y Minero; 112 (2): 85-102.
- Jiménez, P., Andreo, B., Carrasco, F., 2004. Caracterización hidrodinámica e hidroquímica de la Fuente Grande de Alfacar (Sierra de la Alfaguara, Granada). Geogaceta; 35: 159-162.
- Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K., 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeol. J. 18, 1811–1824.
- Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.T., Candela, L. 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. J. Hydrol.; 367: 138-149.
- Jin, X., Liu, H., Zhou, S. 2012. Research of water inflow impact on ecological environment for Cimushan tunnel. In: Wang LH, Xu G, editors. Advances in Industrial and Civil Engineering, Pts 1-4. 594-597, pp. 1263-1268.
- Johnson, C., Mifflin, M. 2006. The AEM and regional carbonate aquifer modeling. Ground Water; 44: 24-34.
- Jordán Montes, J.F. 1997. Las salinas de Madax en Cancarix (Hellín-Albacete). Apuntes de campo y aspectos históricos, etnográficos, arqueológicos y

- geográficos. Centro de Estudios de Castilla-La Mancha, Universidad de Castilla-La Mancha, 32 pp.
- Juárez García, J., Rubio Campos, J.C., del Valle Cardenete, M. 1987. Evaluación de los volúmenes de extracción en pozos mediante el consumo de energía eléctrica y análisis de rendimientos de los equipos de elevación en la Vega de Granada. IV Simposio de Hidrogeología. Palma de Mallorca; pp. 615-627.
- Junbing, P., Daoxian, Y., Cheng, Z., Heping, Z. 2012. Tracing the sources of strontium in karst groundwater in Chongqing, China: a combined hydrogeochemical approach and strontium isotope. *Environ. Earth Sci.*; 67: 2371–2381.
- Kaiser, H.F. 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educ. Psychol. Meas.*; 20: 141–151.
- Kendall, C., McDonnell, J.J. 1998. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier Science B.V. (Ed.), pp. 839 (1st Edition).
- Ketata, M., Gueddari, M., Bouhlila, R. 2011. Use of geographical information system and water quality index to assess groundwater quality in El Khairat deep aquifer (Enfidha, Central East Tunisia). *Arabian J. Geosci.*; 5(6):1379–1390
- King, K.W., Fausey, N.R., Williams, N.R. 2014. Effect of subsurface drainage on streamflow in an agricultural headwater watershed. *J. Hydrol.*; 519: 438-445.
- Koepnick, R.B., Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Nelson, H.F., Otto, J.B., Waite, L.E. 1985. Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Curve for the Cenozoic and Cretaceous- Supporting Data. *Chem. Geol.*; 58: 55-81.
- Koh, D.C., Chae, G.T., Yoon, Y.Y., Kang, B.R., Koh, G.W., Park, K.H. 2009. Baseline geochemical characteristics of groundwater in the mountainous area of Jeju Island, South Korea: implications for degree of mineralization and nitrate contamination. *J. Hydrol.*; 376: 81–93.
- Kolymbas, D., Wagner, P. 2007. Groundwater ingress to tunnels – The exact analytical solution. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 22: 23-27.
- Kovács, A., Perrochet, P., Király, L., Jeannin, P-Y. 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *J. Hydrol.*; 303: 152–164.
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.*; 5: 89-97.
- Laaksoharju, M., Gascoyne, M., Gurban, J. 2008. Understanding groundwater chemistry using mixing models. *Appl. Geochem.*; 23: 1921-1940.
- Leaney, F.W., Herczeg, A.L. 1995. Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localized recharge, South Australia. *J. Hydrol.*; 164: 363-387.
- Lerner, D.V., Issar, A., Simmers, I. 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. *International Contributions to Hydrogeology*. In: IAH, editor; 8: 1-345.
- Li, D., Li, X., Li, C.C., Huang, B., Gong, F., Zhang, W. 2009. Case studies of groundwater flow into tunnels and an innovative water-gathering system for water drainage. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 24: 260-268.

- Liggett, J.E., Allen, D.M. 2010. Comparing approaches for modeling spatially distributed direct recharge in a semi-arid region (Okanagan Basin, Canada). *Hydrogeol. J.*; 18: 339-357.
- Liu, D., Yang, L.Z., Mao, J. 2000. Application of environmental isotope to groundwater study of the Qinling Railway tunnel. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 15: 147-151.
- Liu, J., Liu, D., Song, K. 2015. Evaluation of the Influence Caused by Tunnel Construction on Groundwater Environment: A Case Study of Tongluoshan Tunnel, China. *Advances in Materials Science and Engineering*; 2015: 1-14.
- Liñán, C. 2005. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Serie Hidrogeología y Aguas subterráneas nº 16. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 322 pp.
- Llamas, M.R., Custodio, E., de la Hera, A., Fornes, J.M. 2015. Groundwater in Spain: increasing role, evolution, present and future. *Environ. Earth Sci.*; 73: 2567-2578.
- Llamas, M.R., Martinez-Santos, P. 2005. Intensive groundwater use: Silent revolution and potential source of social conflicts. *J. Water Resour. Plann. Manage.*; 131: 337-341.
- Lourenço, C., Ribeiro, L., Cruz, J. 2010. Classification of natural mineral and spring bottled waters of Portugal using Principal Component Analysis. *J. Geochem. Explor.*; 107: 362–372.
- Lozano, E., Delgado, F., Manzano, M., Custodio, E. 2002. Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas y superficiales de la Vera del Parque Nacional de Doñana (SW de España). *Groundwater and Human Development*. Bocanegra, E.-Martínez, D.-Massone, H. (Eds.)- ISBN 987-544-063-9.
- Lu, K.L., Liu, C.W., Jang, C.S. 2012. Using multivariate statistical methods to assess the groundwater quality in an arsenic-contaminated area of Southwestern Taiwan. *Environ. Monit. Assess.*; 184: 6071–6085.
- Maillet, E. 1905a. *Essais d'Hydraulique Souterraine et Fluviale*. Herman, Paris, France.
- Maillet, E. 1905b. On the outlet of reservoir systems. *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences*; 140: 712-714.
- Mangin, A. 1970. Contribution a l'étude des aquiferes karstiques a partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Spéléol.*; 25: 581–610.
- Mangin, A. 1975. Contribution al'étude hydrodynamique des aquiferes karstiques. These; Premiere partie: Généralités sur les Karst et les lois d'écoulement utilisées. *Ann. Spéléol* (1974), 29: 283-332. Deuxieme partie: Concepts méthodologiques adoptés. Systemes karstiques étudiées. *Ann. Spéléol* (1974), 29: 495-601. Troisieme partie: Constitution et fonctionnement des aquiferes karstiques. *Ann. Spéléol* (1975), 30: 21-124.
- Manzano, M., Custodio, E., Nieto, P. 2003. El fondo natural de la calidad del agua subterránea: implicaciones para la aplicación de la Directiva Marco del Agua en Europa. *Tecnología del Agua*; 241: 38-47.

- Manzano, M., Guimaraens, M. 2012. Hidroquímica del Sistema Acuífero Guaraní e implicaciones para la gestión. *Boletín Geológico y Minero de España*; 123 (3): 281-295.
- Marechal, J-C. 2012. The Mont-Blanc road tunnel: example of groundwater observatory in the Alps. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau*: 44-50.
- Marechal, J-C., Lanini, S., Aunay, B., Perrochet, P. 2014. Analytical Solution for Modeling Discharge into a Tunnel Drilled in a Heterogeneous Unconfined Aquifer. *Groundwater*; 52: 597-605.
- Marechal, J.C., Etcheverry, D. 2003. The use of ^3H and ^{18}O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Appl. Geochem.*; 18: 339-351.
- Marechal, J.C., Perrochet, P. 2003. New analytical solution for the study of hydraulic interaction between Alpine tunnels and groundwater. *Bulletin de La Societe Geologique de France*; 174: 441-448.
- Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Pedrera, A., Cruz-San Julian, J.J., Rubio, J.C. 2013. Groundwater recharge in semi-arid carbonate aquifers under intensive use: the Estepa Range aquifers (Seville, southern Spain): *Environ. Earth Sci.*; 70: 2453-2468.
- Martínez-Landa, L., Carrera, J. 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resour. Res.*; 41: Art. W03006.
- Martinez-Santos, P., Andreu, J.M. 2010. Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers. *J. Hydrol.*; 388: 389-398.
- Matheron, G. 1971. The theory of regionalized variables and its applications. *École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France, Les Cahiers du Centre de Morphologie, Mathématique de Fontainebleau.*
- Matiatos, I., Alexopoulos, A., Godelitsas, A. 2014. Multivariate statistical analysis of the hydrogeochemical and isotopic composition of the groundwater resources in northeastern Peloponnesus (Greece). *Sci. Total Environ.*; 476-477: 577-590.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J. 2005. Strontium isotope stratigraphy. En: *A Geologic Time Scale 2004*. Gradstein FM, Ogg G, Smith AG, eds. Cambridge University Press, pp. 96-105.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. 1988. A modular three dimensional finite-difference groundwater flow model. *USGS Open-File Report 83-875*. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.
- McMahon, P.B., Plummer, L.N., Boehlke, J.K., Shapiro, S.D., Hinkle, S.R. 2011. A comparison of recharge rates in aquifers of the United States based on groundwater-age data. *Hydrogeol. J.*; 19: 779-800.
- Milly, P.C.D. 1994. Climate, soil-water storage, and the average annual water-balance: *Water Resour. Res.*; 30: 2143-2156.
- MIMAM. 2000. Libro Blanco del Agua. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría Técnica de Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas. Madrid, 637 pp.
- MIMAM. 2007. La sequía en España. Directrices para minimizar su impacto. Dirección General del Agua. Ministerio de Medio Ambiente; pp. 367. ISBN: 978-84-690-7328-5.

- MINER-MOPTMA. 1995. Libro Blanco de las Aguas Subterráneas. Ministerio de Industria y Energía-Ministerio de Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente. (Disponible en <http://hispagua.cedex.es/node/66985>).
- Molinero, J., Samper, J., Juanes, R. 2002. Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks. *Eng. Geol.*; 64: 369-386.
- Mook, W.G. (ed). 2002. Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico. Realización y supervisión E. Custodio. IGME. Temas: Guías y manuales, 596 pp. ISBN: 84-7840-465-1
- Moore, P., Martin, J.B., Scream, J.E. 2009. Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *J. Hydrol.*; 376: 443–455.
- MOP-DGOH-SGOP. 1967. Anteproyecto general de aprovechamiento conjunto de los recursos hidráulicos del centro y sureste de España. Complejo Tajo-Segura. En: Mendiluce JMM, Gutiérrez JMP, editores. Tomo I. Memoria General, Madrid.
- MOP-DGOH-SGOP. 1982a. Proyecto de estación de aforos en cauce afluente de la Rambla de Talave. Ministerio de Obras Públicas-Dirección General de Obras Hidráulicas-Servicio Geológico. Documento interno (ref. cronológica 12/82).
- MOP-DGOH-SGOP. 1982b. Estudio geológico del canal de salida del túnel de Talave. Ministerio de Obras Públicas-Dirección General de Obras Hidráulicas-Servicio Geológico. Documento interno (ref. cronológica 04/82).
- MOP-DGOH-SGOP. 1983. Trabajos geológicos realizados para el túnel de Talave del Trasvase Tajo-Segura (Albacete). Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Dirección General de Obras Hidráulicas. Servicio Geológico. Madrid. Documento interno (ref. cronológica 07/83).
- MOP-DGOH-SGOP. 1988. Estudio de la Unidad Hidrogeológica de Pliegues Jurásicos entre los embalses de Talave, Cenajo y Camarillas (Albacete). Dirección General de Obras Hidráulicas. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Servicio Geológico. Madrid. Documento interno.
- Moral, F. 2005. Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura). Tesis doctoral. Universidad Pablo de Olavide de Sevilla, 580 pp.
- Moral, F., Cruz-Sanjulian, J.J., Olías, M. 2008. Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Hydrol.*; 360: 281– 296.
- Morell, I., Gimhez, E., Esteller, M.V. 1996. Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain). *Sci. Total Environ.*; 177: 161–171.
- Mudarra, M., Marín, A.I., Andreo, B., Vadillo, I., Barberá, J.A., Neukum, C., Sánchez, D., Liñan, C., Pérez; I. 2010. Investigación del funcionamiento hidrogeológico del acuífero carbonatado drenado por el manantial de Villanueva del Rosario (Alta Cadena, Málaga) a partir de un ensayo de trazadores. *Geogaceta*; 48: 131-134.
- Mulas, J., Aragón, R., Clemente, A.A. 2010. La subsidencia del terreno en la ciudad y área metropolitana de Murcia: Modelización, seguimiento y control. Instituto Geológico y Minero de España-Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio, 242 pp.

- Nadew, G.A., Tefera, Z.L. 2013. Understanding the groundwater dynamics in the Southern Rift Valley Lakes Basin (Ethiopia): multivariate statistical analysis method, oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and deuterium ($\delta^2\text{H}$). *J. Radioanal. Nucl. Chem.*; 297: 357–364.
- Naranjo, G., Cabrera, M.C., Cruz–Fuentes, T., Martín, L.F., Custodio, E. 2015. Cuantificación de la recarga natural al acuífero del norte de Gran Canaria mediante el balance diario de agua en el suelo. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), *Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas. Proc. II Workshop Las Palmas de Gran Canaria. Instituto Geológico y Minero de España and Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español*: 247–254. ISBN: 978–84–938046–4–0.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, part I: a discussion of principles. *J. Hydrol.*; 10: 282–290.
- Négrel, P., Allegre, C.J., Dupré, B., Lewin, E. 1993. Erosion sources determined from inversion of major, trace element ratios and strontium isotopic ratio in riverwater: the Congo Basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* ; 120: 59–76
- Négrel, P., Petelet-Giraud, E. 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the Somme case study (France). *J. Hydrol.*; 305: 99–119.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kinity, J.R., Williams, J.R. 2005a. Soil and water assessment tool-theoretical documentation (version 2005). Grassland, Soil and Water Research Laboratory. Agricultural Research Service, Texas, USA.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kinity, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R. 2005b. Soil and water assessment tool input/output file documentation (version 2005). Grassland, Soil and Water Research Laboratory. Agricultural Research Service, Texas, USA.
- Ofterdinger, U.S., Renard, P., Loew, S. 2014. Hydraulic subsurface measurements and hydrodynamic modelling as indicators for groundwater flow systems in the Rotondo granite, Central Alps (Switzerland). *Hydrol. Process.*; 28: 255–278.
- Omonona, O.V., Onwuka, O.S., Okogbue, C.O. 2014. Characterization of groundwater quality in three settlement areas of Enugu metropolis, southeastern Nigeria, using multivariate analysis. *Environ. Monit. Assess.*; 186:651–664.
- Ortega, L., Manzano, M., Custodio, E., Hornero, J., Rodríguez-Arevalo, J., 2015. Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). *Chem. Geol.*; 395: 67–79.
- Ortí, F., Pérez-López, A., García-Veigas, J., Rosell, L., Cendón, D.I., Pérez-Valera, F. 2014. Sulfate isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) and strontium isotopic ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of Triassic evaporites in the Betic Cordillera (SE Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*; 27(1): 79–89.
- Otero, N., Vitoria, L., Soler, A., Canals, A. 2005. Fertiliser characterisation: Major, trace and rare earth elements. *Appl. Geochem.*; 20: 1473–1488.
- Park, K-H., Owatsiriwong, A., Lee, J-G. 2008. Analytical solution for steady-state groundwater inflow into a drained circular tunnel in a semi-infinite aquifer: A revisit. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 23: 206–209.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J. 1999. User's guide to PHREEQC (V2). A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional

- transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 99–4259, p. 312.
- Perello, P., Baietto, A., Burger, U., Skuk, S. 2014. Excavation of the Aica-Mules pilot tunnel for the Brenner base tunnel: information gained on water inflows in tunnels in granitic massifs. *Rock Mech. Rock Engin.*;47:1049–1071.
- Pérez Crespo, A. 2009. Los orígenes y puesta en marcha del Trasvase Tajo-Segura. Una crónica personal. Murcia. En: Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (ed.), Murcia, 359 pp. ISBN: 978-84-936326-5-6.
- Perrochet, P. 2005. Confined flow into a tunnel during progressive drilling: An analytical solution. *Ground Water*; 43: 943-946.
- Perrochet, P., Dematteis, A. 2007. Modeling transient discharge into a tunnel drilled in a heterogeneous formation. *Ground Water*; 45: 786-790.
- Petrella, E., Capuano, P., Carcione, M., Celico, F. 2009. A high-altitude temporary spring in a compartmentalized carbonate aquifer: the role of low-permeability faults and karst conduits. *Hydrol. Process.*; 23: 3354–3364.
- Pirastu, M., Niedda, M. 2013. Evaluation of the soil water balance in an alluvial flood plain with a shallow groundwater table. *Hydrolog. Sci. J.*; 58: 898-911.
- Plata, A. 1994. Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la península Ibérica, CEDEX, Monografía ISSN 0221-8203 0221- 8203 ; M-39. Madrid
- Plata, A. 2006. Presente y futuro del tritio natural como herramienta de investigación hidrológica. *Ingeniería Civil* 143/2006: 15 pp.
- Polo, M.J., Aguilar, C., Díaz-Gutiérrez, A., González-Dugo, M.P. 2013. Cuantificando la interceptación en cuencas heterogéneas: la cuenca del río Guadalfeo (Granada). En: IEA (ed.) *Interceptación de la lluvia por la vegetación en España*. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia; pp. 297-318.
- Postma, D., Kjølter, C., Andersen, M.S., Melo, M.T., Gauss, I. 2008. Geochemical modelling baseline compositions of groundwater. Natural baseline quality of groundwater. Ed. W.M. Edmunds; P. Shand. Oxford, UK : Blackwell Publishing Ltd, 2008. pp. 71-91.
- Pulido Bosch, A. 2001. Investigación y exploración de acuíferos kársticos. *Boletín Geológico y Minero*; Vol. 112 (número especial); pp. 65-76.
- Pulido-Velázquez, D., García-Aróstegui, J., Molina, J.L., Pulido-Velázquez, M. 2015. Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increase the recharge rate?. *Hydrol. Process.*; 29: 828-844.
- Ptak, T., Piepenbrink, M., Martac, E. 2004. Tracer tests for the investigation of heterogeneous porous media and stochastic modelling of flow and transport—a review of some recent developments. *J. Hydrol.*; 294: 122–163.
- Querol, X., et al. 2006. Material particulado en España: Niveles, composición y contribución de fuentes. Ministerio de Medio Ambiente, ISBN: NIPO: 310-06-107-8; doi: 10.13140/2.1.3948.5440

- Quinn, J.J., Tomasko, D. 2000. A numerical approach to simulating mixed flow in karst aquifers. In: *Groundwater Flow and Contaminant Transport in Carbonate Aquifers*; pp. 147-156.
- Raposo, R., Molinero, J., Dafonte, J. 2010. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Engin. Geol.*; 116: 323-332.
- Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J. 2012. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*; 16: 1667-1683.
- Reghunath, R., Sreedhara Murthy, T.R., Raghavan, B.R. 2002. The utility of multivariate statistical techniques in hydrogeochemical studies: an example from Karnataka, India. *Water Research*; 36: 2437-2442.
- Ribeiro, L. 2011. Statistics applied to groundwater. Instituto Superior Técnico. University of Lisbon. (Documento inédito).
- Ritter, A., Munoz-Carpena, R. 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J. Hydrol.*; 480:33-45.
- Rivard, C., Paniconi, C., Vigneault, H., Chaumont, D. 2014. A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada). *Hydrolog. Sci. J.*; 59: 1437-1456.
- Rodríguez Estrella, T. 1979. Geología e hidrogeología del sector Alcaráz-Liétor-Yeste (Provincia de Albacete). *Síntesis Geológica de la Zona Prebética*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Rodríguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G., Kakaliagou, O. 2001. Saharan dust contributions to PM10 and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmos. Environ.*; 35: 2433-2447.
- Rossi, C., Vilas, L., Arias, C. 2015. The Messinian marine to nonmarine gypsums of Jumilla (Northern Betic Cordillera, SE Spain): Isotopic and Sr concentration constraints on the origin of parent brines. *Sediment. Geol.*; 328: 96-114.
- Salama, R., Hatton, T., Dawes, W. 1999. Predicting land use impacts on regional scale groundwater recharge and discharge. *J. Environ. Qual.*; 28: 446-460.
- Samani, Z.A. 2000. Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *J. Irrig. Drain Eng.*; 126: 265-267.
- Samper, J. 1997. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia y por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: ITGE (ed.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Asociación Internacional de Hidrogeólogos (Grupo Español), Madrid; pp. 41-82.
- Samper, J., Carrera, J., 1990. *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, editor, Universidad Politécnica de Cataluña, 484 pp.
- Samper, J., García Vera, M.A. 1999. *Manual de usuario del programa Visual Balan Version 1.0*. ENRESA. Madrid.
- Samper, J., Huguet, L., Ares, J., García-Vera, M.A. 2005. *Guía de uso de Visual Balan V 2.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*, 150 pp.

- Samper, J., Garcia Vera, M.A., Pisani, B., Alvares, D., Marques, J.E., Varela, A., Losada, J.A. 2007. Using hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valinas) and Portugal (Serra da Estrela). In: Lobo Ferreira JP and Viera JMP (Eds.), Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability: IAHS Publication; 310: 259-266.
- Samper, J., Pisani, B., Marques, J.E. 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ. Earth Sci.*; 73: 2645-2656.
- San Martín González, E. 2011. Un análisis económico de los trasvases de agua intercuenas: el trasvase Tajo-Segura. Economía aplicada e historia económica. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Madrid, 524 pp.
- Sandoval, J.M. 1989. El Trasvase Tajo-Segura. Solución al desequilibrio hidrológico. Madrid. Ediciones Nuevos Enfoques, Madrid, 167 pp. ISBN 84-87391-00-1.
- Sapek, A. 2005. Agricultural activities as a source of nitrates in groundwater. In: Nitrates in groundwater. International Association of Hydrogeologists Selected Papers. Razowska-Jaworek, L. and Sadurski, A. (Eds.), Vol. 5, pp. 3-15.
- Sauer, V.B., Meyer, R.W. 1992. Determination of error in individual discharge measurements. U.S. Geological. Survey: 92-144.
- Sahuquillo, A. 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. *Conjunctive Water Use*, IAHS Publication No. 156.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*; 10: 18-39.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.*; 20: 3335-3370.
- Scanlon, B.R., Mukherjee, A., Gates, J., Reedy, R.C., Sinha, A.K. 2010. Groundwater recharge in natural dune systems and agricultural ecosystems in the Thar Desert region, Rajasthan, India. *Hydrogeol. J.*; 18: 959-972.
- SCS. 1975. Engineering field manual conservation practises. Soil Conservation Services. U.S. Department of Agriculture.
- Sena, C., Molinero, J. 2009. Water Resources Assessment and Hydrogeological Modelling as a Tool for the Feasibility Study of a Closure Plan for an Open Pit Mine (La Respina Mine, Spain): *Mine Water and the Environment*; 28: 94-101.
- Shand, P., Darbyshire, D.P.F., Love, A.J., Edmunds, W.M. 2009. Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. *Appl. Geochem.*; 24: 574-586.
- Sharifzadeh, M., Karegar, S., Ghorbani, M. 2013. Influence of rock mass properties on tunnel inflow using hydromechanical numerical study. *Arabian Journal of Geosciences*; 6: 169-175.
- Silva, E., Mendes, M.P., Ribeiro, L., Cerejeira, M.J. 2012. Exposure assessment of pesticides in a shallow groundwater of the Tagus vulnerable zone (Portugal): a multivariate statistical approach (JCA). *Environ. Sci. Pollut. Res.*; 19: 2667-2680.

- Sopeña. 1975. Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de España. Informes y proyectos S.A. Informe inédito; 44 pp.
- Sophocleous, M. 1991. Combining the soil-water balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects: *J. Hydrol.*; 124: 229-241.
- Sophocleous, M. 1992. Groundwater recharge estimation and regionalization The Great Bend Prairie of Central Kansas and its recharge statistics. *J Hydrol*; 137: 113-140.
- Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.*; 10: 52-67.
- Stanton, J.S., Ryter, D.W., Peterson, S.M. 2013. Effects of Linking a Soil-Water-Balance Model with a Groundwater-Flow Model. *Ground Water*; 51: 613-622.
- Schwarz, L., Reichl, I., Kirschner, H., Robl, K.P. 2006. Risks and hazards caused by groundwater during tunnelling: geotechnical solutions used as demonstrated by recent examples from Tyrol, Austria. *Environ. Geol.*; 49(6): 858-864.
- Témez, J.R. 1978. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid; 111 pp.
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*; 38: 59-64.
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. 1955. The Water Balance. Laboratory of Climatology Publ. 8. Centerton, NJ.
- Toews, M.W., Allen, D.M., Whitfield, P.H. 2009. Recharge sensitivity to local and regional precipitation in semiarid midlatitude regions. *Water Resour. Res.*; 45, W06404, doi:10.1029/2007WR006763.
- Tóth, J. 1995. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeol. J.*; 3: 4–16.
- Tóth, J. 2000. Las aguas subterráneas como agente geológico: Causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*; 111: 9–26.
- Touhami, I., Andreu, J.M., Chirino, E., Sánchez, J.R., Pulido-Bosch, A., Martínez-Sántos, P. 2014. Comparative performance of soil water balance models in computing semi-arid aquifer recharge. *Hydrolog. Sci. J.*; 59: 193-203.
- UNESCO. 1979. Map of the world distribution of arid regions: Explanatory note. MAP Technical Notes 7. UNESCO, Paris, 54 pp.
- USDA. 2003. Keys to Soil Taxonomy. US Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Ninth Edition. (Disponible en https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051544.pdf).
- Vallejos, A., Díaz-Puga, M.A., Sola, F., Danieleb, L., Pulido-Bosch, A. 2015. Using ion and isotope characterization to delimitate a hydrogeological macrosystem. Sierra de Gádor (SE, Spain). *J. Geochem. Explor.*; 155: 14 – 25.
- van Wyk, E., van Tonder, G.J., Vermeulen, D. 2012. Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains: Rainfall-groundwater interaction. *Water*; 38: 747-754.
- Varni, M.R., Custodio, E. 2013. Estimación de la recarga al acuífero del Azul: 2. Balances de agua en el suelo y de deposición atmosférica de cloruro. In:

- González N, Kruse E, Trovatto M, and Laurencena P, editors. Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial EDULP, La Plata; pp. 38–45. ISBN: 978–987–1985–03–6.
- Varsányi, I., Matray, J. M., Kovács, O.L. 1999. Hydrogeochemistry in two adjacent areas in the Pannonian Basin (Southeast-Hungary). *Chem. Geol.*; 156: 25–39.
- Vera, J.A. 2004. Geología de España. Instituto Geológico y Minero de España-Sociedad Geológica de España (ed.). Madrid, 884 pp.
- Villanueva, M., Iglesias, A. 1984. Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 426 pp.
- Vincenzi, V., Gargini, A., Goldscheider, N., Piccinini, L. 2014. Differential Hydrogeological Effects of Draining Tunnels Through the Northern Apennines, Italy. *Rock Mech. Rock Eng.*; 47: 947-965.
- Villegas, P., Paredes, V., Betancur, T., Ribeiro, L. 2013. Assessing the hydrochemistry of the Urabá Aquifer (Colombia) by principal component analysis. *J. Geochem. Explor.*; 134: 120-129.
- Vitoria, L., Otero, N., Soler, A., Canals, A. 2004. Fertilizer characterization: Isotopic data (N, S, O, C, and Sr). *Environ. Sci. Tech.*; 38: 3254-3262.
- Williams, P.W. 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *J. Speleol.*; 37: 1-10.
- Wood, H.K., McPherson, G.L. 2005. Sources of Sr and implications for weathering of limestone under tallgrass prairie, northeastern Kansas. *Appl. Geochem.*; 20: 2325–2342.
- Woocay, A., Walton, J. 2008. Multivariate analyses of water chemistry: Surface and ground water interactions. *Ground Water*; 46:437–449.
- Xiangquan, L., Li, Z., Xinwei, H. 2008. Use of hydrogeochemistry and environmental isotopes for evaluation of groundwater in Qingshuihe Basin, northwestern China. *Hydrogeol. J.*; 16: 335–348.
- Yeh, H-F., Lee, C-H., Chen, J-F., Chen, W-P. 2007. Estimation of groundwater recharge using water balance model. *Water Resour. Res.*; 34: 153-162.
- Yoo, C., Lee, Y., Kim, S-H., Kim, H-T. 2012. Tunnelling-induced ground settlements in a groundwater drawdown environment - A case history. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 29: 69-77.
- Zarei, H.R., Uromeihy, A., Sharifzadeh, M. 2011. Evaluation of high local groundwater inflow to a rock tunnel by characterization of geological features. *Tunn. Underg. Space Technol.*; 26: 364-373.
- Zghibi, A., Merzougui, A., Zouhri, L., Tarhouni, J. 2014. Understanding groundwater chemistry using multivariate statistics techniques to the study of contamination in the Korba unconfined aquifer system of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.*; 89: 1–15.
- Zhang, Y., Wegehenkel, M. 2006. Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. *Remote Sens. Environ.*; 104: 393-408.

ANEXOS

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio.

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
1	Royo Odraa	M	576732	4268717	780			Dogger	Alcadozo	Segura
2	Fte. del Pino	M	576133	4280824	1147			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
3	Futero	M	562500	4276946	1080			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
4	Ayna	M	580726	4268191	700			Dogger	Alcadozo	Segura
5	El Batanero	M	566237	4270070	1020			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
6	Pilar de La Nica	M	566680	4272445	909			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
7	Las Mohedas	M	564345	4272917	980			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
8	Casas de Haches	M	568474	4274527	1100			Dogger	Alcadozo	Segura
9	Moriscote	M	586763	4275148	950			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
10	Fte. de La Parra	M	576560	4270080	885			Dogger	Alcadozo	Segura
11	Hijar	M	585285	4266568	600			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
12	Liétor	M	591382	4266658	646			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
13	Fte. del Pilar	M	591253	4266575	643			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
14	Tubilla	M	583850	4267400	610			Dogger	Alcadozo	Segura
15	Alcadima poblado	M	584063	4267173	589			Dogger	Alcadozo	Segura
16	Sondeo La Jara	S	580189	4277157	1074	>120		Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
17	Casa Ramón-Chiclana	M	564904	4276825	1190			Dogger	Alcadozo	Segura
18	El Mojón- Las Correas 1	M	586400	4267350	630			Cuaternario	Alcadozo	Segura
19	El Mojón- Las Correas 2	M	586650	4267450	640			Cuaternario	Alcadozo	Segura
20	El Mojón- Las Correas 3	M	586850	4267450	700			Cuaternario	Alcadozo	Segura
21	El Mojón- Las Correas 4	M	586850	4267400	600			Cuaternario	Alcadozo	Segura
22	El Mojón- Las Correas 5	M	586750	4267700	680			Cuaternario	Alcadozo	Segura
23	Fontanar de las Viñas	M	585183	4281109	1000			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
24	Ftes. de Liétor (Huerto Posete)	M	591375	4266580	644			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
25	Los Bandaleros	M	556929	4274487	1118			Dogger	Alcadozo	Segura
26	Fte. del Ojo	M	583816	4282983	1035			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
27	Fte. Fuensanta	M	584212	4284192	1055			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
28	Fte. de Arteaga	M	563363	4279453	1150			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
29	Cortijo de Puenteillas	M	564223	4280679	1160			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
30	Fte. del Vidrio	M	560707	4277885	1250			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
31	Hotel Val de Pinares	M	565958	4275663	1100			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
32	Peñas San Pedro	M	586920	4286984	1005			Moceno-Cretácico	Arcos de Alcaraz	Júcar
33	Fte. Sivrino	M	586358	4287601	1005			Moceno-Cretácico	Arcos de Alcaraz	Júcar

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
34	Fte. La Solana	M	584500	4290557	954			Lias	Arcos de Alcaraz	Júcar
35	Fte. La Rambla	M	582183	4288988	988			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
36	Fte. Sahuco	M	574606	4286451	1140			Dogger-Lias	Arcos de Alcaraz	Júcar
37	Fte. El Roble	M	578864	4287734	1040			Lias	Arcos de Alcaraz	Júcar
38	Juan Frías	M	552552	4268159	1440			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
39	La Toba (Ayna)	M	580681	4268223	705			Dogger	Alcadozo	Segura
40	El Goterón	M	558385	4275715	1136			Dogger	Alcadozo	Segura
41	Casas Nuevas de Paterna	M	559352	4275149	1117			Dogger	Alcadozo	Segura
42	La Raja principal	M	559589	4278439	1299			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
43	La Laguna	M	561003	4277583	1230			Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
44	Escurideras	M	580591	4267910	640			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
45	Eusebio	M	580469	4267880	640			Dogger	Alcadozo	Segura
46	Los Cárcavos	M	575991	4266450	670			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
47	Balneario Fuensanta (Ayna)	M	578010	4267437	650			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
48	Casa Paterna	M	555458	4271338	1140			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
49	El Gargantón	M	580780	4268612	770			Dogger	Alcadozo	Segura
50	Casa Segura	M	556649	4275148	1220			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
51	Potiche	M	573856	4270219	889			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
52	Fuenedonda	M	574842	4273237	1070			Dogger	Alcadozo	Segura
53	Casas de Haches	S	568715	4274873	1113	>100		Dogger	Alcadozo	Segura
54	El Griego	S	576147	4273114	1025	>100		Dogger	Alcadozo	Segura
55	La Dehesa	S	580430	4271757	934	140	1-135	Lias	Alcadozo	Segura
56	La Navazuela-La Noguera	S	580885	4275040	1028	238	146-236	Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
57	La Sarguilla	S	583260	4270723	943	170		Dogger	Alcadozo	Segura
58	Villarejo	S	586300	4272455	899	200		Cretácico-Dogger	Alcadozo	Segura
59	Las Herreñas nuevo	S	584383	4275177	1030	>100		Cretácico-Dogger	Alcadozo	Segura
60	Los Vizcainos	S	571689	4268578	779	>100		Dogger-Cuaternario	Pliegues Jurásicos	Segura
61	Potiche	S	573856	4270219	889	>100		Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
62	Cañada de Ariba y Abajo	S	574800	4273250	1070	100		Dogger	Alcadozo	Segura
63	Yeguerizas	S	562797	4267641	1150			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
64	Mullidar nuevo	S	594207	4277668	859	>200		Dogger-Lias	Alcadozo	Segura
65	Los Gasparres	P	581289	4275638	1030	7		Cuaternario	Alcadozo	Segura
66	Las Herrerías	P	584707	4275579	1030	14		Cuaternario	Alcadozo	Segura

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
67	Finca Trifillas	S	596987	4270878	790			Dogger	Boquerón	Segura
68	Trifillas sur	S	596989	4270768	790	290		Dogger	Boquerón	Segura
69	Trifillas norte	S	597101	4273365	790	265		Dogger	Alcadozo	Segura
70	Casas Nuevas del Rincón	S	600895	4273207	750	287		Dogger	Boquerón	Segura
71	El Mulidar	S	595786	4276513	820	209	150-209	Dogger	Alcadozo	Segura
72	Los Enebrales	S	588429	4280650	940			Dogger	Alcadozo	Segura
73	Casasola 1	P	583032	4278796	1020			Cuaternario	Alcadozo	Segura
74	Casa Blanca	S	589620	4276616	945	>100		Dogger	Alcadozo	Segura
75	Casas del Cerro	S	595439	4276098	833			Dogger	Alcadozo	Segura
76	Alcadozo	S	587982	4277242	915	163	85-163	Cretácico-Dogger	Alcadozo	Segura
77	Finca Fontanar 1	S	593436	4269772	746			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
78	Finca Fontanar 2	S	592436	4269956	730	180	50-180	Lías	Alcadozo	Segura
79	Casasola 2	P	582955	4278978	1030			Cuaternario	Alcadozo	Segura
80	Santa Ana	P	577900	4281685	1200			Mioceno-Cuaternario	Arcos de Alcaraz	Júcar
81	Sondeo Fie. del Pino	S	576104	4280863	1147			Dogger	Alcadozo	Segura
82	El Molinar	P	581487	4281499	1080			Cuaternario	Arcos de Alcaraz	Júcar
83	La Mblata	S	582984	4282428	1055	22		Cuaternario-Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
84	Fontanar de las Viñas	S	585784	4280573	960	>200		Dogger	Alcadozo	Segura
85	El Cuco	S	588959	4279877	905			Cretácico-Dogger	Alcadozo	Segura
86	Camino Corral de Javier	S	591764	4283327	912			Cretácico-Dogger	Mancha Oriental	Júcar
87	Corral de Javier Casa	S	589578	4285222	950	195		Cretácico-Dogger	Mancha Oriental	Júcar
88	Ctra. Fuensanta	S	586366	4284680	985			Mioceno	Arcos de Alcaraz	Júcar
89	Fuensanta-El Rojo	S	585019	4283814	985	226	85-121	Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
90	La Rambla	P	581692	4289296	975			Cretácico	Arcos de Alcaraz	Júcar
91	Iglesia Sahuco	P	574700	4286818	1120			Lías	Arcos de Alcaraz	Júcar
92	Finca Sahuco	S	574643	4286976	1135	230		Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
93	Villarejo CHS	S	586300	4272455	899	256	172-240	Dogger	Alcadozo	Segura
94	Martínez Parras CHS	S	602216	4262634	531	190	70-100	Dogger	Alcadozo	Segura
95	Paterna de Madera	S	551244	4267353	1525	210	80-110/170-185	Dogger-Lías	Pliegues Jurásicos	Segura
96	Burruco nuevo	S	572496	4280462	1177			Dogger	Alcadozo	Segura
97	Burruco	S	572822	4280732	1179	150		Dogger	Alcadozo	Segura
98	Nava de Arriba	S	594730	4282351	845	>100		Dogger	Mancha Oriental	Júcar
99	La Dehesa viejo	S	578240	4272636	923	>200		Dogger	Alcadozo	Segura

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
100	Río Mundo Riopar	R	551250	4259304	950			Cretácico	Calar del Mundo	Segura
101	Río Mundo Mesones	R	556838	4260039	909			Cretácico-Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
102	Río Mundo Quejigal	R	559243	4260767	879			Cretácico-Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
103	Río Mundo Las Ánimas	R	562609	4262089	836			Cretácico-Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
104	Río Mundo Los Alejos	R	565975	4263250	805			Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
105	Río Mundo Cumbres de Halcón	R	567926	4264824	795			Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
106	Arroyo de Bogarra	R	571619	4268463	790			Dogger-Triásico	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
107	Río Mundo Cortijo de los Avellanos	R	573535	4266660	714			Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
108	Río Mundo Presa de los Cárcavos	R	575747	4266167	650			Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
109	Río Mundo balneario de la Fuensanta	R	578294	4267478	646			Dogger	Plegues Jurásicos	Segura
110	Río Mundo túnel Ayna	R	580021	4267791	645			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
111	Río Mundo acequia dcha.	R	580134	4267622	649			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
112	Río Mundo dados Ayna	R	580384	4267770	645			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
113	Río Mundo acequia izqda.	R	580384	4267770	649			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
114	Río Mundo Escurideras	R	580633	4267980	644			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
115	Río Mundo Alcadima	R	584331	4266661	622			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
116	Río Mundo Liétor SAH	R	589127	4266434	561			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
117	Río Mundo Presa Liétor	R	591914	4265963	500			Dogger	Alcadozo/Plegues Jurásicos	Segura
118	Fte de la Plata	M	559170	4260390	965			Cretácico-Dogger	-	Segura
119	La Alalaya	M	565448	4274750	1052			Cretácico	Segura-Madera-Tus /Cujón	Segura
120	La Hondonera	M	565100	4270550	1150			Dogger	Alcadozo	Segura
121	Cañadas de Arriba	M	571839	4276567	1170			Lias	Plegues Jurásicos	Segura
122	Fte de la Almejia	M	573197	4285451	1169			Dogger	Alcadozo	Júcar
123	Balneario Fuensanta-2	M	578018	4267470	633			Dogger	Arcos de Alcaraz	Segura
124	Embalse de Talave	E	597704	4262937	501			-	Plegues Jurásicos	Segura
125	Boca de salida túnel de Talave	FT	594060	4268500	657			Dogger-Lias	-	Segura
126	Fuente somera de Cañadas	M	571134	4276491	1167			Dogger	Arcos de Alcaraz/Mancha Oriental/Alcadozo	Júcar-Segura
127	Fuente del Pino-La Vieja	M	575055	4277746	1161			Dogger	Alcadozo	Segura
128	Fuente de Fuentabrada	M	571288	4279597	1247			Dogger-Cuaternario	Alcadozo	Segura
129	Fuente de Cañadas de Arriba	M	571839	4276567	1170			Dogger	Alcadozo	Segura
130	Lanero	M	561204	4260844	1000			Cretácico	Segura-Madera-Tus /Cujón	Segura
131	Cañada Morote	M	563593	4259274	1090			Cretácico	Segura-Madera-Tus /Cujón	Segura
132	Pardal de Arriba	M	562749	4260082	1105			Cretácico	Segura-Madera-Tus /Cujón	Segura

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
133	Los Collados	M	558250	4256400	1060			Cretácico	Fuente Segura-Fuentsanta/Herrada	Segura
134	Arroyo del Pardal	R	565775	4258750	890			Cretácico	Segura-Madera-Tus /Cujón	Segura
135	San Agustín	M	555025	4259800	910			Cretácico	Calar del Mundo	Segura
136	Arroyo de la Celadilla	R	556875	4260075	900			Cretácico	Calar del Mundo	Segura
137	Puerto	M	547826	4258149	1155			Cretácico	Calar del Mundo	Segura
138	Basilisa	M	548772	4257541	1080			Cretácico	Calar del Mundo	Segura
139	Los Alejos	M	566295	4263055	840			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
140	El Batán	M	566300	4269989	1020			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
141	El Barranco	M	556055	4261235	1070			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
142	La Higuera	M	559808	4261406	900			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
143	La Cabeza	M	556552	4260831	980			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
144	Escurideras 2	M	580601	4267918	624			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
145	Mesonés	M	556900	4260600	900			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
146	Cortijo Ramón	M	552955	4261460	960			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
147	Prado Molina	M	566108	4260955	990			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
148	Higuera	M	566111	4261355	1020			Dogger	Pliegues Jurásicos	Segura
149	Filtración túnel	FT	588874	4285065	682			Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz/Mancha Oriental	Júcar
150	Filtración túnel	FT	589154	4283427	680			Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz/Mancha Oriental	Júcar
151	Filtración túnel	FT	589584	4282715	678			Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz/Mancha Oriental	Júcar
152	Filtración túnel	FT	590687	4279685	673			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
153	Filtración túnel	FT	590900	4279020	672			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
154	Filtración túnel	FT	592524	4275378	667			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
155	Filtración túnel	FT	593123	4272837	664			Dogger-Lías	Alcadozo	Segura
156	Casa Sola cantera	S	583733	4278030	997	>100		Dogger	Alcadozo	Segura
2T	Ventana 1H	TT	587636	4292632	837,58	170		Dogger-Lías	Mancha Oriental	Júcar
3T	Castillo	TT	587947	4289875	905,17	261		Dogger-Lías	Mancha Oriental	Júcar
4T	Yunque	TT	588044	4289158	958,04	285		Dogger	Mancha Oriental	Júcar
5T	Clavo	TT	588063	4289031	945,65	286		Dogger-Lías	Mancha Oriental	Júcar
6T	Vertice	TT	588281	4287400	955,22	285		Dogger-Lías	Mancha Oriental	Júcar
7T	Almendo	TT	588347	4286669	946,03	300		Dogger-Lías	Mancha Oriental	Júcar
8T	C. del Galo H	TT	588110	4285974	806,75	271		Dogger	Mancha Oriental	Júcar
9T	Uvecinco	TT	588175	4285758	965,27	313		Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
10T	Pinar 3 G	TT	588845	4284116	944,72	293		Mioceno-Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar

Tabla A.1.1. Relación de manantiales, sondeos, pozos, piezómetros, filtraciones al túnel de Talave (aguas subterráneas), río y embalse (aguas superficiales) considerados en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo (*)	X	Y	Z	Prof. (m)	Tramo ranurado	Formación hidrogeológica (**)	MASb	Demarcación Hidrográfica
11T	Pino	TT	588746	4284105	944,58	285		Mioceno-Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
12T	Pinar H	TT	588898	4284022	936,75	213		Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz	Júcar
13T	Pinar 3 H	TT	588918	4283949	941,58	281		Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz	Júcar
14T	Pinocha	TT	588794	4283752	947,52	279		Dogger-Lías	Arcos de Alcaraz	Júcar
15T	Palomar	TT	589041	4283687	959,88	285		Dogger	Arcos de Alcaraz	Júcar
16T	Niebla 2	TT	589795	4282023	958,90	291		Dogger	Alcadozo	Segura
17T	Niebla 1	TT	589733	4281979	962,52	309		Dogger	Alcadozo	Segura
18T	Cuneta	TT	590766	4280915	877,69	226		Dogger	Alcadozo	Segura
19T	Luis	TT	591126	4278511	876,64	211		Dogger	Alcadozo	Segura
20T	Apuesta	TT	590786	4278048	862,55	208		Dogger	Alcadozo	Segura
21T	S. Juan H	TT	592124	4277338	858,36	210		Dogger	Alcadozo	Segura
22T	Ramon	TT	591919	4277263	856,71	211		Dogger	Alcadozo	Segura
23T	Bolero H	TT	592646	4275592	846,21	150		Mioceno-Dogger	Alcadozo	Segura
24T	Carmen	TT	593060	4273056	826,56	204		Dogger	Alcadozo	Segura
25T	Canario H	TT	593445	4271581	806,75	180		Dogger-Mioceno	Alcadozo	Segura
26T	Romadero	TT	592986	4271504	825,02	195		Dogger-Mioceno	Alcadozo	Segura

(*) M: manantial; S: sondeo; P: pozo; R: río/arroyo; FT: filtración al túnel de Talave; TT: piezómetro del túnel de Talave

(**) según características constructivas o deducida de la información geológica. En los tramos de río se considera la formación más relevante que puede aportar agua subterránea.

Tabla A.2.1. Medidas piezométricas tomadas en el área de estudio durante el periodo 2009-2014.

N°	Nombre	X	Y	Z	1ª campaña			2ª campaña			3ª campaña			4ª campaña		
					Fecha	NP	CNP	Fecha	NP	CNP	Fecha	NP	CNP	Fecha	NP	CNP
72	Los Enebrales	588429	4280650	940	07/05/2009	99,36	840,64	02/04/2012	89,5	850,50	20/12/2012	89	851	24/05/2013	85,9	854,10
76	Alcadozo	587982	4277242	915	07/05/2009	83,68	831,32	28/03/2012	71,77	843,23	05/12/2012	71,65	843,35	24/05/2013	67,2	847,80
55	La Dehesa	580430	4271757	934	08/05/2009	63,8	870,20	27/03/2012	54,72	879,28	05/12/2012	55	879			
99	La Dehesa viejo	578240	4272636	923	08/05/2009	39,51	883,49	27/03/2012	34,5	888,50	03/12/2012	33,74	889,26	23/05/2013	28,1	894,90
56	La Navazueta-La Noguera	580885	4275040	1028	08/05/2009	91,35	936,65	27/03/2012	91,5	936,50	04/12/2012	91,3	936,70	23/05/2013	91,5	936,50
57	La Sarguilla	583260	4270723	943	08/05/2009	114,69	828,31	27/03/2012	110,75	832,25	03/12/2012	112	831	23/05/2013	110	833
93	Villarejo CHS	586300	4272455	899	07/05/2009	169,6	729,40	27/03/2012	176,43	722,57	20/12/2012	173,25	725,75			
53	Casas de Haches	568715	4274873	1113	07/05/2009	14,8	1098,20	27/03/2012	13,8	1099,20	03/12/2012	12,17	1100,83	23/05/2013	9,6	1103,40
60	Los Vizcainos	571689	4268578	779	07/05/2009	4,56	774,40	27/03/2012	4,77	774,23	03/12/2012	4,3	774,70	23/05/2013	4	775
16	La Jara	580189	4277157	1074	07/05/2009	103,35	970,65	28/03/2012	104,3	969,70	05/12/2012	102,08	971,92	24/05/2013	101,6	972,40
78	Finca Fontanar 2	592436	4269956	730	13/05/2009	121 (*)	609	28/03/2012	121	609	05/12/2012	121	609			
61	Potiche	573856	4270219	889	13/05/2009	5	884	27/03/2012	2,2	886,80	03/12/2012	7,9	881,10	23/05/2013	7,55	881,45
97	Burruco	572822	4280732	1177	13/05/2009	47	1130				13/12/2012	16	1161			
62	Cañada de Ariba y Abajo	574842	4273237	1070				27/03/2012	8,72	1061,28	03/12/2012	10,3	1059,70	23/05/2013	8,1	1061,90
59	La Herrería	584383	4275177	1020				28/03/2012	128,7	891,30	05/12/2012	119,7	900,30	24/05/2013	123	897
156	Casa Sola cantera	583733	4278030	997				28/03/2012	103,15	893,85	05/12/2012	102,3	894,70	24/05/2013	102,18	894,82
87	Corral de Javier	589578	4285222	950				02/04/2012	30,4	919,60	20/12/2012	29,92	920,08	24/05/2013	30,15	919,85
68	Trifillas sur	596989	4270768	790				02/04/2012	158	632	05/12/2012	157	633	23/05/2013	158	632
69	Trifillas norte	597101	4273365	790				02/04/2012	160	630	05/12/2012	165	625	23/05/2013	167	623
63	Yeguerizas	562797	4267641	1150												
92	Finca Sahuco	574643	4286976	1135				27/03/2012	37	1113	03/12/2012	38	1112	23/05/2013	34,7	1115,30
70	Casas Nuevas del Rincón	600895	4273207	750	23/01/2009	142 (*)	608									

X-Y (proyección UTM); Z (m s.n.m.)

NP: profundidad del agua (m)

CNP: cota del nivel piezométrico (m s.n.m.)

(*) aportado por el propietario

Tabla A.2.1. Medidas piezométricas tomadas en el área de estudio durante el periodo 2009-2014 (continuación).

N°	Nombre	X	Y	Z	5ª campaña			6ª campaña			7ª campaña		
					Fecha	NP	CNP	Fecha	NP	CNP	Fecha	NP	CNP
72	Los Enebrales	588429	4280680	940	12/12/2013	85,85	854,15	05/06/2014	87,1	852,90	12/12/2014	87,2	852,80
76	Alcadozo	587982	4277242	915									
55	La Dehesa	580430	4271757	934									
99	La Dehesa viejo	578240	4272636	923	12/12/2013	31,4	891,60	05/06/2014	34,55	88,45	12/12/2014	37,8	885,20
56	La Navazuela-La Noguera	580885	4275040	1028	12/12/2013	93,2	934,80						
57	La Sarguilla	583260	4270723	943	12/12/2013	109,6	833,40						
93	Villarejo CHS	586300	4272455	899									
53	Casas de Haches	568715	4274873	1113	12/12/2013	11,1	1101,90	05/06/2014	12,35	1100,65	12/12/2014	12,32	110,68
60	Los Vizcaínos	571689	4268578	779	12/12/2013	4,3	774,70						
16	La Jara	580189	4277157	1074	12/12/2013	102,9	971,10	05/06/2014	103,9	970,10			
78	Finca Fontanar 2	592436	4269956	730									
61	Potiche	573856	4270219	889									
97	Burruco	572822	4280732	1177									
62	Cañada de Arriba y Abajo	574842	4273237	1070	12/12/2013	9	1061	05/06/2014	9,33	1060,67	12/12/2014	10,1	1059,90
59	La Herrería	584383	4275177	1020									
156	Casa Sola cantera	583733	4278030	997									
87	Corral de Javier	589578	4285222	950									
68	Trifillas sur	596989	4270768	790									
69	Trifillas norte	597101	4273365	790									
63	Yeguerizas	562797	4267641	1150									
92	Finca Sahuco	574643	4286976	1135									
70	Casas Nuevas del Rincón	600895	4273207	750									

X-Y (proyección UTM); Z (m s.n.m.)

NP: profundidad del agua (m)

CNP: cota del nivel piezométrico (m s.n.m.)

(*) aportado por el propietario

Tabla A.2.2. Medidas piezométricas obtenidas de campañas realizadas por AATS (CHT) en junio de 1990 y junio-julio de 1994 en los piezómetros del túnel de Talave y medidas propias de junio de 2014.

Piezómetros túnel de Talave					Fecha de la toma de datos piezométricos							
N°	Nombre	X	Y	Z	junio-90		junio-94		julio-94		junio-14	
					NP	CNP	NP	CNP	NP	CNP	NP	CNP
2T	Ventana 1H	587636	4292632	837,58	153	684,58	153,48	684,10	153,60	683,98	144,80	692,78
3T	Castillo	587947	4289875	905,17	190	715,17	178,80	726,37	178,83	726,34	152,80	752,37
4T	Yunque	588044	4289158	958,04	78,05	879,99						
5T	Clavo	588063	4289031	945,65	87,90	857,75						
6T	Vertice	588281	4287400	955,22			92,53	853,12	92,47	853,18		
7T	Almendo	588347	4286669	946,03			68,20	887,02	68,28	886,94		
8T	C. del Galo H	588110	4285974	806,75			39,52	906,51	39,46	906,57		
9T	Uvecinco	588175	4285758	965,27			253,92	552,83	254,60	552,15		
10T	Pinar 3 G	588845	4284116	944,72			72,50	892,77	72,50	892,77	71,60	893,67
11T	Pino	588746	4284105	944,58			96,15	848,57	96,15	848,57		
12T	Pinar H	588898	4284022	936,75			62,05	882,53	62,05	882,53		
13T	Pinar 3 H	588918	4283949	941,58	111,50	825,25	111,79	824,96	111,76	824,99		
14T	Pinocha	588794	4283752	947,52			117,08	824,50	117,18	824,40	107,80	833,78
15T	Palomar	589041	4283687	959,88			96,50	851,02	96,67	850,85		
16T	Niebla 2	589795	4282023	958,9			142,10	817,78	142,12	817,76		
17T	Niebla 1	589733	4281979	962,52			139,49	819,41	139,44	819,46		
18T	Cuneta	590766	4280915	877,69								
19T	Luis	591126	4278511	876,64			121,50	756,19	121,63	756,06		
20T	Apuesta	590786	4278048	862,55	155,10	707,45	148,32	728,32	148,44	728,20		
21T	S. Juan H	592124	4277338	858,36	84,30	774,06	145,10	717,45	145,45	717,10		
22T	Ramon	591919	4277263	856,71			182,70	674,01	182,7	674,01		
23T	Bolero H	592646	4275592	846,21	126,30	719,91	130,49	715,72	130,56	715,65	143,48	702,73
24T	Carmen	593060	4273056	826,56	95,70	730,86	95,47	731,09	95,47	731,09		
25T	Canario H	593445	4271581	806,75	163,5	643,25						
26T	Romadero	592986	4271504	825,02	58,10	766,92	58,29	766,73	58,38	766,64	57,70	767,32

X-Y (proyección UTM); Z (m s.n.m.)

NP: profundidad del agua (m)

CNP: cota del nivel piezométrico (m s.n.m.)

Tabla A.3.1. Serie temporal de caudales medidos en los manantiales de Ayna y Liétor.

Manantial de Liétor			Manantial de Ayna		
Fecha	Caudal (L/s)	Origen del dato	Fecha	Caudal (L/s)	Origen del dato
12/12/2008	25,62	(a)	05/04/2007	22,20	(b)
23/01/2009	20,56	(a)	22/05/2007	27,82	(b)
05/02/2009	20,18	(a)	27/07/2007	28,84	(b)
16/02/2009	19,49	(a)	17/10/2007	28,43	(b)
25/02/2009	18,32	(b)	17/05/2008	26,70	(b)
04/03/2009	20,74	(a)	19/08/2008	23,38	(b)
26/03/2009	19,73	(a)	07/10/2008	20,77	(b)
16/04/2009	35,36	(a)	02/12/2008	32,98	(b)
23/04/2009	31,02	(b)	11/12/2008	28,84	(a)
08/05/2009	29,71	(a)	23/01/2009	26,52	(a)
30/06/2009	26,57	(b)	04/02/2009	27,17	(a)
13/07/2009	28,65	(a)	16/02/2009	34,33	(a)
04/08/2009	25,57	(b)	25/02/2009	38,92	(b)
27/08/2009	21,28	(a)	04/03/2009	37,53	(a)
30/09/2009	19,81	(a)	26/03/2009	35,09	(a)
19/08/2010	34,71	(b)	16/04/2009	32,93	(a)
25/10/2010	24,52	(b)	22/04/2009	36,18	(b)
21/12/2010	30,49	(b)	08/05/2009	35,36	(a)
09/02/2011	31,52	(c)	16/06/2009	30,23	(b)
28/02/2011	27,35	(b)	13/07/2009	24,28	(a)
01/03/2011	29,53	(b)	04/08/2009	24,48	(b)
31/03/2011	28,11	(c)	27/08/2009	21,50	(a)
05/05/2011	21,49	(c)	30/09/2009	22,56	(a)
15/05/2011	28,78	(b)	19/10/2009	23,72	(b)
25/05/2011	16,42	(c)	10/12/2009	23,28	(b)
06/06/2011	20,39	(c)	09/02/2011	85,18	(c)
01/07/2011	19,96	(c)	28/02/2011	68,37	(b)
08/09/2011	16,85	(c)	31/03/2011	60,40	(c)
29/09/2011	14,25	(b)	05/05/2011	53,92	(c)
05/10/2011	17,02	(c)	25/05/2011	53,58	(c)
30/11/2011	27,56	(c)	06/06/2011	60,91	(c)
20/12/2011	26,13	(b)	29/06/2011	52,79	(c)
20/01/2012	27,50	(c)	19/07/2011	52,34	(c)
01/03/2012	21,35	(b)	08/08/2011	48,74	(b)
02/04/2012	33,66	(c)	05/10/2011	55,63	(c)
30/04/2012	33,82	(c)	24/10/2011	40,01	(b)
04/05/2012	30,71	(b)	30/11/2011	45,98	(c)
18/06/2012	26,74	(b)	20/12/2011	44,96	(b)
04/07/2012	26,16	(c)	02/01/2012	42,13	(c)
26/09/2012	22,28	(c)	01/03/2012	35,22	(c)
05/12/2012	82,43	(c)	14/03/2012	34,91	(c)
21/03/2013	64,28	(c)	03/04/2012	47,13	(c)
16/07/2013	41,04	(c)	30/04/2012	35,91	(c)
23/09/2013	31,28	(c)	04/05/2012	32,41	(b)
09/10/2013	31,67	(c)	18/06/2012	34,45	(b)
18/11/2013	27,03	(c)	03/07/2012	27,98	(c)
12/12/2013	27,22	(c)	25/09/2012	26,44	(c)
05/06/2014	15,38	(c)	02/05/2013	84,22	(b)
30/09/2014	13,52	(c)	10/07/2013	64,68	(b)
			16/07/2013	65,23	(c)
			23/09/2013	51,62	(b)
			09/10/2013	49,50	(c)
			18/11/2013	43,00	(b)
			12/12/2013	40,96	(c)
			23/01/2014	39,10	(c)
			15/03/2014	34,20	(c)
			18/05/2014	27,00	(c)
			04/06/2014	28,00	(c)
			24/07/2014	23,10	(c)

(a) IGME-CHS (2009)

(b) Proyecto CHS (2014b) e información propia

(c) Información propia

Tabla A.4.1. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los manantiales utilizados en el estudio.

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Alcalinidad (mg/L CO ₃ Ca)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=mg/L)	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
1	Royo Odrea	M	29/02/2012	543	486	7,3	7,7	14,8	250	21,5	28	256	8	13	26	62	0,9	6,0	0,052	935		5,49
2	Pino	M	10/12/2008	601	583	7,2	7,6	13,3	-	13,0	22	330	8	6	34	70	1,0	8,6	-	-	-	4,72
3	Futero	M	15/12/2008	580	565	7,5	7,7	15,0	-	17,0	62	271	6	8	33	72	1,0	8,0	-	-	-	4,52
3	Futero	M	03/11/2011	404	542	7,3	7,3	15,3	317	6,9	42	326	4	5	34	75	0,9	7,3	0,038	414		4,67
4	La Toba	M	11/12/2008	593	548	7,4	7,7	17,1	-	22,0	38	270	13	11	24	78	0,9	6,7	-	-	-	5,29
4	La Toba	M	26/10/2011	481	535	7,3	7,4	16,4	270	13,9	27	328	11	10	25	87	0,9	6,0	0,068	462		5,32
4	La Toba	M	25/09/2012	632	533	7,5	7,6	16,3	282	19,0	26	288	13	9	24	71	1,0	6,0	-	-	-	4,50
4	La Toba	M	10/07/2013	670	503	7,7	7,1	17,1	275	12,0	28	318	13	11	24	76	0,0	6,0	-	-	0,253	-1,45
5	El Batanero	M	15/12/2008	494	478	7,5	7,7	13,6	-	10,0	11	287	5	4	29	60	0,9	3,3	-	-	-	5,27
5	El Batanero	M	27/10/2011	425	486	7,5	7,4	13,5	-	5,4	12	342	2	4	33	64	0,9	3,1	0,027	449		1,16
5	El Batanero	M	08/07/2013	569	476	8,0	7,4	14,0	310	4,0	7	352	3	4	35	67	0,0	3,1	-	-	0,095	5,24
6	Pilar de La Nica	M	15/12/2008	456	428	8,2	7,9	15,5	-	16,0	65	145	22	11	20	52	1,0	10,1	-	-	-	4,58
6	Pilar de La Nica	M	03/11/2011	371	415	7,9	7,5	16,0	170	12,7	53	173	19	11	21	51	1,0	8,2	0,090	319		3,77
6	Pilar de La Nica	M	06/09/2012	533	410	8,1	8,2	18,4	170	12,3	49	174	22	10	20	46	1,0	8,3	0,073	379		-3,75
6	Pilar de La Nica	M	08/07/2013	469	394	8,0	7,5	16,4	180	10,0	41	179	21	11	23	45	1,0	8,5	0,073	379	0,298	5,24
7	Las Mohedas	M	08/07/2013	421	360	8,0	7,7	15,0	190	7,2	10	218	12	6	21	43	0,0	4,4	0,010	1628	0,115	-0,97
8	Casas de Haches	M	19/01/2012	443	453	7,4	7,5	13,5	240	7,3	38	211	10	5	18	63	1,0	4,4	0,048	344		5,38
8	Casas de Haches	M	08/07/2013	523	442	7,6	7,4	14,1	255	6,0	27	269	7	6	24	66	0,0	4,4	-	-	0,272	5,22
9	Moriscode	M	10/12/2008	568	541	7,6	7,7	16,2	-	18,0	34	255	19	9	27	64	7,0	6,5	-	-	-	4,95
9	Moriscode	M	11/10/2011	527	528	7,5	7,0	15,0	290	11,6	23	330	10	8	29	76	5,0	5,7	0,073	361		4,35
9	Moriscode	M	15/07/2013	631	502	7,7	7,3	18,2	280	9,0	21	328	11	8	27	78	4,0	5,7	-	-	0,102	5,09
10	La Parra	M	11/12/2008	488	478	8,3	7,6	10,5	-	25,0	35	200	11	13	22	55	0,9	7,4	-	-	-	5,15
10	La Parra	M	13/01/2012	505	569	7,5	7,5	12,3	255	19,6	30	246	14	12	23	67	0,9	6,0	0,064	695		6,24
11	Hijar	M	11/12/2008	683	621	7,4	7,8	18,5	-	78,0	31	223	5	41	31	51	1,0	6,4	-	-	-	4,85
11	Hijar	M	03/11/2011	561	596	7,5	7,2	17,6	240	66,2	28	269	3	40	33	55	1,0	5,1	0,089	1674		4,55
11	Hijar	M	06/09/2012	680	574	7,7	8,3	19,0	240	62,0	22	272	5	36	29	55	1,0	5,1	0,067	2087		-0,30
11	Hijar	M	09/07/2013	681	581	7,6	7,4	18,0	210	59,0	18	279	5	38	32	55	1,0	5,1	-	-	0,195	5,35
12	Liétor	M	20/07/1988	-	616	-	-	-	-	32,0	48	317	11	19	26	86	2,0	-	-	-	-	0,55
12	Liétor	M	12/12/2008	611	576	7,4	7,1	20,2	-	36,0	28	251	16	17	25	69	1,0	9,7	-	-	-	4,91
12	Liétor	M	13/01/2012	604	572	7,3	7,6	19,2	267	28,8	31	255	19	16	27	67	1,0	8,4	0,132	494		5,67
12	Liétor	M	26/09/2012	640	557	7,3	7,4	19,2	295	30,0	25	304	16	16	29	74	1,0	8,5	-	-	-	2,97
12	Liétor	M	09/07/2013	662	544	7,8	7,5	20,4	265	25,0	21	308	14	17	29	72	1,0	8,5	-	-	0,364	5,07
14	Tubilla	M	08/11/2011	512	551	7,3	7,3	18,4	-	36,9	34	288	8	25	30	66	0,9	6,8	0,131	636		4,16
14	Tubilla	M	25/09/2012	637	549	7,7	7,3	19,5	280	39,0	27	278	10	19	28	63	1,0	6,7	-	-	-	-1,18
14	Tubilla	M	10/07/2013	696	520	7,8	7,8	18,7	255	33,0	25	285	10	20	28	69	0,0	6,7	-	-	0,281	5,25
15	Alcadima	M	08/11/2011	534	553	7,5	7,5	17,8	-	36,9	30	287	8	24	30	65	0,9	6,8	0,133	624		4,29
17	Casa Ramón-Chiclana	M	14/03/2012	560	522	7,7	7,5	11,9	295	5,9	56	296	3	3	36	70	0,9	4,8	0,033	397		5,96

Tabla A.4.1. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los manantiales utilizados en el estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Alcalinidad (mg/L CO ₃ Ca)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=mg/L)	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
25	Los Bandereros	M	12/12/2008	538	495	7,5	7,6	14,8	-	9,0	28	279	1	4	30	61	0,9	6,7	-	-	-	5,19
25	Los Bandereros	M	11/10/2011	521	522	7,3	7,5	9,0	312	4,9	25	356	0	3	33	71	0,9	5,7	0,200	561	-	-1,15
25	Los Bandereros	M	08/07/2013	614	514	7,6	7,1	14,5	315	3,0	16	380	1	4	37	76	0,0	5,7	-	-	0,245	5,20
26	Ojo	M	29/02/2012	508	435	7,3	7,1	15,7	280	7,5	30	237	17	5	24	62	0,9	6,2	0,490	348	-	6,19
26	Ojo	M	15/07/2013	595	476	7,9	7,6	18,2	275	5,0	19	306	17	6	24	78	0,0	6,7	-	-	-	5,16
27	Fiensanta	M	29/02/2012	479	466	7,5	7,2	13,8	245	11,0	33	244	24	7	26	62	5,0	4,9	0,052	480	-	5,22
30	Vidrio	M	14/03/2012	607	582	7,1	7,9	14,7	350	10,8	22	392	4	7	39	79	2,0	7,5	0,029	844	-	3,52
31	Val de Pineros	M	15/12/2008	604	580	7,6	7,8	14,5	-	17,0	56	290	5	8	25	88	0,9	5,8	-	-	-	5,22
38	Juan Frías	M	22/01/2009	498	508	7,8	7,7	10,4	-	9,0	27	280	4	3	26	69	0,9	4,1	-	-	-	4,86
38	Juan Frías	M	11/10/2011	543	547	7,5	7,5	10,0	-	3,4	26	362	0	2	33	80	0,9	3,2	0,020	382	-	3,78
40	El Goterón	M	14/03/2012	436	406	8,2	7,0	6,4	300	4,6	12	278	0	2	36	37	0,9	5,0	0,009	1165	-	-0,30
41	Casas Nuevas de Paterna	M	01/03/2012	352	373	7,7	7,9	14,1	230	4,3	19	225	4	3	26	44	0,9	5,1	0,027	363	-	5,10
42	La Raja	M	14/03/2012	557	626	7,2	8,1	11,3	365	5,3	6	400	1	3	43	71	0,9	4,7	0,024	500	-	5,62
42	La Raja	M	08/07/2013	642	540	7,9	7,6	13,1	315	3,0	5	404	2	4	38	75	0,0	6,8	-	-	0,133	2,99
44	Escurrideras	M	15/03/1988	-	575	7,3	7,2	18,0	-	21,0	31	363	4	5	37	70	4,0	6,9	-	-	-	-4,76
44	Escurrideras	M	13/10/2011	522	549	7,1	7,0	16,6	-	18,6	29	340	11	12	27	89	0,9	6,1	0,079	529	-	4,79
45	Eusebio	M	20/10/2011	528	529	7,2	7,1	16,0	-	20,8	30	330	11	14	26	87	0,9	6,1	0,087	540	-	4,64
45	Eusebio	M	10/07/2013	721	552	7,7	7,2	19,3	295	18,0	24	334	12	14	24	89	0,0	6,2	-	-	-	5,21
46	Los Cárcavos	M	12/01/2012	480	552	7,3	7,5	15,0	242	24,1	49	244	6	15	33	54	1,0	5,1	0,057	947	-	5,00
46	Los Cárcavos	M	09/07/2013	646	532	7,8	7,3	15,5	260	23,0	35	312	1	16	35	65	1,0	5,3	-	-	0,350	5,14
49	El Gargantón	M	08/09/2011	395	395	7,6	-	-	-	16,7	28	197	11	12	22	47	0,9	5,9	0,077	488	-	5,36
49	El Gargantón	M	10/07/2013	662	453	8,2	7,4	17,1	275	15,6	28	275	11	12	24	70	0,0	6,0	0,045	783	-	4,90
50	Casa Segura	M	12/01/2012	361	417	8,3	8,1	8,9	270	3,5	26	207	5	2	29	37	0,9	7,2	0,025	319	-	5,46
50	Casa Segura	M	08/07/2013	505	397	8,3	7,6	15,9	265	2,0	11	282	1	3	37	39	0,0	6,7	-	-	0,141	4,00
51	Potiche	M	19/01/2012	635	631	7,8	7,7	14,8	255	10,5	92	243	33	13	42	62	0,9	10,5	0,165	144	-	4,59
51	Potiche	M	16/07/2013	799	652	7,8	7,5	16,3	275	15,0	94	308	31	15	48	75	0,0	11,2	-	-	0,809	5,19
52	Fuenedonda	M	19/01/2012	502	488	7,8	7,5	12,5	250	9,7	22	209	12	7	23	48	0,9	5,2	0,051	426	-	5,97
52	Fuenedonda	M	16/07/2013	586	471	8,1	7,5	22,0	285	9,0	14	310	9	7	27	71	0,0	5,3	-	-	0,167	5,13
118	La Plata	M	02/07/2013	523	391	7,8	7,5	12,8	290	3,7	10	282	2	3	28	54	0,0	3,3	0,015	560	-	3,29
119	Alayata	M	08/07/2013	550	431	7,8	7,6	13,2	245	8,6	17	289	4	6	40	41	0,0	5,3	0,033	589	-	3,70
120	Hondonera	M	08/07/2013	536	435	8,3	7,7	16,5	280	6,8	14	299	4	5	37	49	0,0	3,7	0,015	1022	-	4,71
121	Cañadas de Arriba	M	12/12/2013	706	576	7,7	6,8	13,7	-	21,0	66	304	36	11	32	82	8,0	4,8	0,070	675	-	-1,52
122	Almeja	M	15/07/2013	596	457	7,8	7,4	13,9	305	6,0	8	336	5	5	24	79	0,0	6,3	0,030	447	-	3,64
123	Balneario de la Fuensanta	M	10/07/2013	690	511	7,9	7,3	24,0	245	36,0	21	280	4	20	30	60	1,0	8,5	0,112	724	-	4,13
126	Somera de Cañadas	M	12/12/2013	520	428	8,0	6,9	9,4	-	7,1	31	283	7	5	21	67	0,0	4,6	0,044	365	-	-5,56
127	Pino la Vieja	M	12/12/2013	723	606	7,8	6,9	7,3	-	12,5	11	434	1	5	39	91	1,0	8,1	0,056	502	-	3,70
128	Fuñabrada	M	12/12/2013	553	457	8,0	7,1	10,8	-	5,3	2	320	12	4	27	70	0,0	5,5	0,057	210	-	4,61

Tabla A.4.1. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los manantiales utilizados en el estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Alcalinidad (mg/L CO ₃ Ca)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=meq/L)	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
130	Lanero	M	16/07/1997	-	410	-	7,7	14,4	-	3,0	11	322	2	2	29	62	1,0	5,2	-	-	-	-0,45
131	Cañada Morote	M	12/06/1996	-	420	-	7,9	13,5	-	6,0	9	298	3	2	27	64	0,0	6,4	-	-	-	4,05
132	Pardal de Arriba	M	16/06/1996	-	400	-	8,0	13,4	-	3,0	10	255	11	3	24	54	0,0	8,2	-	-	-	3,28
133	Los Collados	M	12/06/1996	-	448	-	7,9	13,8	-	8,0	16	338	0	2	40	56	1,0	6,5	-	-	-	1,70
135	San Agustín	M	16/06/1996	-	309	-	7,9	15,2	-	3,0	5	231	3	1	15	51	0,0	5,9	-	-	-	-4,99
137	Puerto	M	13/06/1996	-	552	-	8,2	12,9	-	7,0	10	417	1	1	53	64	0,0	5,9	-	-	-	4,68
138	Basilisa	M	14/06/1996	-	365	-	8,0	13,6	-	9,0	9	248	3	3	19	60	0,0	4,8	-	-	-	3,00
139	Los Alejos	M	15/03/1988	-	520	-	7,6	15,9	-	11,0	11	332	3	11	27	64	4,0	6,3	-	-	-	-0,46
140	El Batán	M	15/03/1988	-	475	-	8,1	14,2	-	17,0	9	346	4	11	25	70	4,0	5,8	-	-	-	-4,13
141	El Barranco	M	15/03/1988	-	450	-	7,7	13,7	-	4,0	9	338	2	5	24	64	4,0	5,5	-	-	-	-6,66
142	La Higuera	M	15/03/1988	-	635	-	7,5	15,3	-	13,0	17	419	7	5	40	84	4,0	7,5	-	-	-	1,41
143	La Cabeza	M	15/03/1988	-	445	-	7,5	14,6	-	10,0	7	317	2	11	24	60	4,0	5,5	-	-	-	-1,80
144	Escurrideras 2	M	15/03/1988	-	575	-	7,3	17,9	-	21,0	31	363	4	5	37	70	4,0	6,9	-	-	-	-5,50
145	Mesones	M	16/06/1996	-	481	-	7,9	15,3	-	4,0	10	344	2	3	35	66	0,0	3,1	-	-	-	5,17
146	Cortijo Ramón	M	16/06/1996	-	394	-	8,0	14,8	-	3,0	6	277	4	1	28	51	0,0	3,9	-	-	-	1,71
147	Prado Molina	M	23/05/1997	-	460	-	7,6	14,5	-	14,0	34	300	11	7	31	62	1,0	8,6	-	-	-	-3,57
148	Higuera	M	16/06/1996	-	411	-	7,9	14,2	-	7,0	8	250	24	4	15	69	4,0	16,2	-	-	-	2,27

(-) No determinado

Tabla A.4.2. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los sondeos utilizados en el estudio.

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Alcalinidad (mg/L CO ₃ Ca)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=meq/L)	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
16	La Jara	S	10/12/2008	501	526	7,2	7,3	9,0	-	13,0	16	285	16	6	7	101	0,9	8,1	-	-	-	4,85
53	Casas de Haches	S	22/01/2009	469	494	7,9	7,6	14,1	-	8,0	28	270	5	6	25	65	0,9	6,9	-	-	-	5,05
53	Casas de Haches	S	19/01/2012	540	542	7,2	7,4	14,5	295	10,3	34	270	8	7	25	70	1,0	5,3	0,048	485	-	5,83
53	Casas de Haches	S	06/09/2012	695	530	7,6	7,7	16,0	275	14,0	29	297	6	6	30	67	1,0	5,3	-	-	-	2,33
53	Casas de Haches	S	08/07/2013	636	528	7,8	7,4	16,9	325	7,0	17	364	3	6	32	80	0,0	6,2	-	-	0,181	4,86
54	El Griego	S	11/12/2008	500	524	7,4	7,7	9,1	-	14,0	20	282	12	8	31	60	0,9	8,7	-	-	-	5,09
55	La Dehesa	S	11/12/2008	570	556	7,3	7,6	12,4	-	18,0	30	282	14	9	19	86	0,9	6,6	-	-	-	4,84
56	La Navazuela-La Noguera	S	11/12/2008	668	646	7,5	7,5	10,3	-	21,0	44	330	10	10	17	112	0,9	9,1	-	-	-	5,18
56	La Navazuela-La Noguera	S	25/09/2012	638	561	7,0	7,5	14,7	320	12,4	25	298	13	8	21	83	1,0	6,9	0,075	372	-	4,70
57b	La Sarguilla pozo	P	30/06/1970	-	-	-	-	-	-	18,0	45	189	-	11	2	78	-	-	-	-	-	-0,02
57	La Sarguilla	S	11/12/2008	457	491	7,8	7,6	7,7	-	25,0	19	227	9	13	27	48	0,9	8,2	-	-	-	4,77
57	La Sarguilla	S	26/10/2011	433	481	7,4	7,2	17,0	-	21,2	38	284	6	13	30	58	0,9	7,1	0,089	537	-	-3,05
57	La Sarguilla	S	15/07/2013	587	472	7,6	7,3	19,9	255	19,0	11	290	8	14	31	56	0,0	7,1	0,089	537	0,222	5,37
58	Villarejo	S	11/12/2008	604	601	7,7	7,6	13,0	-	54,0	40	239	11	29	27	65	0,9	9,2	-	-	-	4,61
58	Villarejo	S	26/10/2011	531	591	7,2	7,1	19,9	-	45,4	38	284	7	30	31	65	1,0	7,7	0,103	998	-	4,15
60	Los Vizcaínos	S	11/12/2008	863	920	7,9	7,7	8,1	-	93,0	146	293	6	48	47	97	5,0	8,4	-	-	-	3,43
60	Los Vizcaínos	S	19/01/2012	959	908	7,1	7,3	16,0	325	56,5	135	272	5	45	41	81	4,0	7,2	0,165	775	-	5,82
61	Potiche	S	15/12/2008	690	732	7,7	7,9	7,8	-	39,0	136	253	27	24	51	73	2,0	13,4	-	-	-	4,88
61	Potiche	S	27/10/2011	484	649	7,4	7,1	14,8	260	25,9	79	290	28	25	45	62	2,0	10,9	0,161	362	-	4,64
61	Potiche	S	06/09/2012	817	636	7,7	7,7	21,6	260	28,0	83	281	32	19	45	65	2,0	11,2	-	-	-	2,45
61	Potiche	S	16/07/2013	807	638	7,9	7,5	23,0	270	28,0	70	289	33	17	46	67	2,0	11,1	-	-	0,705	5,29
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	21/01/2009	-	504	-	7,7	-	-	9,0	21	286	4	7	26	65	0,9	7,7	-	-	-	4,89
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	12/01/2012	481	549	7,3	7,4	13,3	260	9,9	22	275	13	6	30	61	1,0	5,5	0,058	399	-	6,20
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	16/07/2013	689	544	7,5	7,2	27,5	330	8,0	10	378	11	7	36	78	0,0	5,8	-	-	0,169	5,14
71	El Mullidar	S	12/12/2008	506	472	7,7	7,8	17,7	-	22,0	18	210	27	12	26	49	0,9	9,3	-	-	-	5,22
64	Mullidar nuevo	S	13/01/2012	433	474	7,4	7,5	17,5	250	20,7	20	195	27	12	27	43	1,0	8,2	0,130	360	-	6,00
64	Mullidar nuevo	S	25/09/2012	541	463	7,6	7,7	18,0	230	22,0	13	249	26	9	31	51	1,0	8,3	-	-	-	2,30
68	Trifillas Sur	S	23/01/2009	700	705	7,6	7,6	20,0	-	27,0	171	187	19	18	44	73	1,0	11,1	-	-	-	4,86
68	Trifillas Sur	S	09/11/2011	662	733	7,0	7,0	19,0	196	32,8	168	230	23	23	47	81	1,0	9,4	0,177	417	-	4,31
68	Trifillas Sur	S	06/09/2012	953	729	7,9	7,8	21,5	195	36,0	177	219	26	18	49	81	1,0	9,6	-	-	-	2,03
68	Trifillas Sur	S	16/07/2013	908	727	7,8	7,2	20,3	205	29,0	156	247	32	18	48	83	8,0	9,3	-	-	2,225	5,13
69	Trifillas Norte	S	23/01/2009	549	497	7,8	7,6	20,3	-	20,0	45	178	25	17	30	37	0,9	10,7	-	-	-	5,22
69	Trifillas Norte	S	09/11/2011	438	438	7,4	7,4	19,4	-	23,9	42	221	22	15	33	46	0,9	8,2	0,143	378	-	2,92
69	Trifillas Norte	S	16/07/2013	621	504	8,0	7,5	20,0	215	25,0	49	244	28	16	31	65	0,0	8,1	-	-	0,336	5,04
70	Casas Nuevas del Rincón	S	23/01/2009	779	698	7,6	7,6	20,3	-	30,0	132	208	29	19	40	74	1,0	12,6	-	-	-	4,83
70	Casas Nuevas del Rincón	S	16/07/2013	872	701	8,0	7,4	19,9	240	32,0	137	245	27	18	45	83	1,0	9,3	-	-	1,888	5,37
74	Casa Blanca	S	12/12/2008	483	449	7,7	7,7	16,5	-	23,0	14	212	17	10	26	47	0,9	9,8	-	-	-	5,35

Tabla A.4.2. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea procedente de los sondeos utilizados en el estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Alcalinidad (mg/L CO ₃ Ca)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=meq/L)	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
76	Alcadozo	S	10/12/2008	636	605	7,3	7,7	16,0	-	39,0	19	256	38	19	26	73	0,9	8,5	-	-	-	5,15
76	Alcadozo	S	08/11/2011	509	509	7,1	7,1	17,2	-	20,8	21	320	32	12	32	76	0,9	7,0	0,116	402	-	2,81
76	Alcadozo	S	16/07/2013	680	552	7,7	7,3	18,2	255	16,0	13	315	34	12	30	76	0,0	7,1	-	-	0,248	5,39
78	Finca Fontanar 2	S	04/02/2009	613	564	7,3	7,6	20,0	-	19,0	39	278	8	12	37	55	0,9	12,4	-	-	-	4,93
78	Finca Fontanar 2	S	25/09/2012	636	568	7,2	7,7	19,1	305	20,0	39	320	8	12	40	65	1,0	9,4	0,084	536	-	4,90
83	La Molata	P	10/12/2008	552	591	7,5	7,7	6,7	-	12,0	27	253	70	10	35	63	0,9	13,4	-	-	-	4,91
84	Fontanar de las Viñas	S	23/01/2009	600	509	7,2	7,5	8,5	-	12,0	17	265	15	8	23	65	2,0	9,3	-	-	-	4,86
87	Corral de Javier	S	10/12/2008	712	669	7,6	7,6	14,4	-	29,0	29	300	64	25	37	72	0,9	18,0	-	-	-	5,06
87	Corral de Javier	S	08/11/2011	588	666	7,2	7,1	14,9	-	24,9	29	332	80	26	39	82	1,0	15,0	0,217	258	-	5,17
87	Corral de Javier	S	26/09/2012	763	649	7,7	7,4	16,1	275	26,0	22	324	66	19	39	73	1,0	15,4	-	-	-	1,88
87	Corral de Javier	S	16/07/2013	827	670	7,7	7,4	18,9	275	20,0	30	326	96	20	37	80	0,0	15,3	-	-	0,535	-2,09
92	Finca Sahuco	S	26/09/2012	621	515	7,5	7,5	15,0	-	6,7	24	261	18	4	30	57	1,0	6,1	0,040	377	-	4,84
97	Burrueco	S	15/12/2008	480	523	7,8	7,8	-	-	14,0	30	245	35	8	32	57	2,0	8,3	-	-	-	4,91
98	Nava de Arr ba	S	05/02/2009	596	553	7,4	7,5	18,9	-	19,0	32	250	30	12	29	63	0,9	10,4	-	-	-	5,00

(-) No determinado

Tabla A.4.3. Datos físico-químicos de las muestras de agua superficial procedentes del río Mundo, arroyo de Bogarra y embalse de Talave utilizados en el estudio.

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	CE campo (µS/cm)	CE lab. (µS/cm)	pH campo	pH lab.	T (°C)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L) (=meq/L)	rCl/rBr	Sr (mg/L)	Error de balance (%)
100	Río Mundo Riopar	R	02/05/2012	307	280	8,3	8,0	9,6	2,3	10	168	2	2	13	42	1,0	1,4	0,003	1751		8,31
100	Río Mundo Riopar	R	02/07/2013	393	310	8,1	7,9	11,9	3,6	8	199	1	3	14	48	0,0	2,0	0,008	1009		3,91
101	Río Mundo Mesones	R	02/07/2013	534	450	8,2	7,6	16,0	8,7	26	287	1	8	31	57	0,0	3,0	0,011	1774		4,49
102	Río Mundo Quejigal	R	02/07/2013	590	480	8,3	7,6	16,4	8,8	26	291	1	8	31	58	0,0	3,1	0,011	1799		4,11
103	Río Mundo Las Ánimas	R	02/07/2013	590	568	8,1	7,7	16,7	5,4	25	297	0	8	32	58	0,0	3,1	0,007	1723		6,16
104	Río Mundo Los Alejos	R	21/10/2011	452	492	8,3	8,0	12,8	14,5	38	318	1	11	31	75	1,0	3,4	0,027	1193		6,39
104	Río Mundo Los Alejos	R	03/07/2013	619	476	8,4	7,7	15,5	11,1	33	296	1	9	33	61	0,0	3,2	0,013	1924		4,98
105	Río Mundo Cumbres de Halcón	R	02/05/2012	519	426	8,4	8,0	12,1	12,5	33	223	1	9	26	50	1,0	1,7	0,011	2557		7,99
105	Río Mundo Cumbres de Halcón	R	03/07/2013	611	482	8,4	7,7	16,7	9,2	30	297	1	9	33	61	0,0	3,3	0,014	1484		6,68
106	Arroyo de Bogarra	R	21/10/2011	577	654	8,2	7,7	14,4	38,6	88	300	2	29	40	73	2,0	5,9	0,053	1641		5,37
106	Arroyo de Bogarra	R	03/07/2013	797	639	8,4	7,5	17,0	30,7	74	284	2	20	35	72	2,0	5,2	0,032	2162		4,40
107	Río Mundo Cjo. de los Avellanos	R	03/07/2013	680	518	8,4	7,6	17,7	18,5	44	278	1	14	34	59	1,0	4,4	0,019	2199		6,16
108	Río Mundo embalse Cárcavos	R	09/07/2013	605	495	8,1	7,7	17,0	16,7	45	284	1	13	35	58	1,0	3,9	0,017	2220		4,85
109	Río Mundo balneario Fuensanta	R	10/07/2013	638	495	8,5	7,7	19,0	17,8	46	262	1	14	34	51	1,0	4,5	0,018	2228		3,79
110	Río Mundo túnel Ayna	R	13/10/2011	538	568	8,1	7,7	15,8	38,8	44	298	2	26	35	64	1,0	6,9	0,108	813		5,05
110	Río Mundo túnel Ayna	R	04/07/2013	712	564	8,0	7,7	19,0	28,4	38	292	4	18	33	67	1,0	5,4	0,064	999		7,20
112	Río Mundo dados Ayna	R	13/10/2011	537	574	7,8	7,8	17,1	34,8	39	310	4	24	33	69	1,0	6,5	0,098	801		4,33
113	Río Mundo acequia izqda.	R	12/10/2011	500	528	8,3	7,1	15,9	23,7	55	298	1	15	35	70	1,0	5,3	0,051	1044		5,69
114	Río Mundo Escurideras	R	13/10/2011	537	565	7,8	7,1	17,1	25,0	31	320	8	16	28	79	1,0	6,3	0,081	699		4,34
114	Río Mundo Escurideras	R	04/07/2013	712	556	7,4	7,5	19,0	24,2	28	320	10	16	27	80	0,0	5,9	0,065	840		3,74
115	Río Mundo Alcadima	R	10/07/2013	661	512	8,5	7,6	21,3	19,3	39	292	3	15	30	69	1,0	5,8	0,028	1553		6,50
116	Río Mundo Liétor SAH	R	09/07/2013	594	499	8,2	7,7	20,1	20,5	42	260	2	15	34	45	1,0	4,4	0,028	1649		-0,15
117	Río Mundo presa Liétor	R	21/10/2011	484	540	8,3	7,5	15,4	27,4	48	276	2	17	36	58	1,0	4,7	0,055	1121		4,80
124	Embalse de Talave	E	09/07/2013	805	663	8,2	7,6	20,3	22,1	205	172	2	15	30	99	2,0	1,9	0,046	1083	2,225	4,88
134	Arroyo del Pardal	R	16/07/1997	-	440	-	7,7	15,5	20,0	28	298	0	13	35	52	1,0	6,7	-	-		1,47
136	Arroyo de La Celada	R	15/07/1997	-	310	-	7,9	15,0	3,0	13	249	0	2	25	43	2,0	4,6	-	-		-1,03

Tabla A.4.4. Datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea filtradas al túnel de Talave utilizados en el estudio.

N°	Nombre	Tipo	Fecha	CE lab. ($\mu\text{S/cm}$)	pH lab.	T (°C) (*)	Alcalinidad (mg/L CO_3Ca)	Cl (mg/L)	SO_4 (mg/L)	HCO_3 (mg/L)	NO_3 (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO_2 (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=meq/L)	Error de balance (%)
149	filtración túnel	T	28/10/2014	610	7,7	20,2	270	26,8	26	338	31	16	38	76	2	10,0	0,107	564	4,66
150	filtración túnel	T	28/10/2014	601	7,6	20,3	255	16,9	69	308	19	14	33	84	1	8,9	0,070	545	3,94
151	filtración túnel	T	28/10/2014	578	7,9	20,3	250	21,3	59	293	25	16	36	72	2	9,5	0,085	565	3,98
152	filtración túnel	T	28/10/2014	599	7,7	20,4	280	19,0	23	358	21	14	41	71	0	10,5	0,099	432	4,42
153	filtración túnel	T	28/10/2014	607	7,8	20,4	285	19,6	32	362	20	14	35	86	0	9,3	0,102	433	4,26
154	filtración túnel	T	28/10/2014	423	7,9	20,5	190	9,0	15	222	39	10	27	48	0	8,2	0,093	219	4,66
155	filtración túnel	T	28/10/2014	432	7,9	20,6	215	13,2	7	272	14	10	32	47	0	9,1	0,070	426	4,25
125	salida túnel	T	28/10/2014	531	7,9	-	210	20,6	51	263	23	16	36	58	2	9,6	0,093	500	4,57
125	salida túnel	T	31/10/2012	497	7,9	-	220	19,2	65	253	18	14	37	56	2	9,2	0,091	475	2,89
125	salida túnel	T	10/04/2015	480	7,8	-	-	22,0	56	221	18	16	35	48	2	9,1	0,078	637	5,77
125	salida túnel	T	03/02/2016	488	7,8	-	-	19,2	55	227	19	16	35	48	2	9,1	0,079	547	5,55
125	salida túnel	T	24/10/2016	499	7,7	-	-	18,5	56	231	18	16	34	51	2	9,1	0,077	542	5,74

(*) Estimada de acuerdo a la relación entre altitud y temperatura en el área de estudio

(-) No determinado

Tabla A.4.5. Datos físico-químicos de las muestras de agua de lluvia utilizados en el estudio.

Nombre estación	Muestra	Tipo	Fecha	CE lab. (μS/cm)	pH lab.	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	Na (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	K (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Br (mg/L)	rCl/rBr (r=meq/L)	Error de balance (%)
Fontanar de las Viñas	FV1	P	2011 (1st)	37	7,0	1,6	15	8	<0,5	<2	4	3	<1	0,1	0,005	742	-
	FV2	P	2011 (2st)	24	6,0	2,0	4	7	<0,5	<2	2	2	<1	0,1	0,007	668	-
	FV3	P	2012 (1st)	24	6,0	0,8	4	9	<0,5	<2	2	2	<1	0,0	-	-	-
	FV4	P	2012 (2st)	45	6,7	1,1	2	23	2	0	6	3	0,0	1,3	0,003	839	28,63
	FV5	P	2013 (1st)	52	6,4	2,2	5	25	0	4	3	2	2,0	0,9	-	-	-0,81
	FV6	P	2013 (2st)	46	5,3	2,8	8	25	0	3	3	4	2,0	0,2	-	-	-4,37
	FV7	P	2014 (1st)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	FV8	P	2014 (2st)	16	6,1	2,4	1	3	0	0	1	1	0,0	0,1	-	-	-3,68
Liétor	L1	P	2011 (1st)	34	6,7	1,5	9	14	<0,5	<2	3	4	<1	0,5	0,004	949	-
	L2	P	2011 (2st)	44	6,0	1,5	5	16	3	<2	3	5	<1	0,4	0,006	561	-
	L3	P	2012 (1st)	34	6,5	0,9	7	13	<0,5	<2	3	3	<1	0,0	-	-	-
	L4	P	2012 (2st)	30	6,0	0,5	5	13	2	0	5	2	0,0	0,0	0,005	242	33,52
	L5	P	2013 (1st)	34	6,4	1,8	4	13	0	0	3	2	0,0	0,1	-	-	-0,09
	L6	P	2013 (2st)	44	6,4	3,9	8	17	0	0	3	6	0,0	0,0	-	-	-1,43
	L7	P	2014 (1st)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	L8	P	2014 (2st)	34	5,8	3,2	1	13	0	0	2	3	0,0	0,1	-	-	-2,75
Bogarra	B1	P	2011 (1st)	32	6,2	1,2	10	13	<0,5	<2	3	4	<1	0,4	0,001	2439	-
	B2	P	2011 (2st)	29	6,0	1,0	4	6	3	<2	2	2	<1	0,3	0,005	440	-
	B3	P	2012 (1st)	40	6,0	1,1	8	16	<0,5	<2	4	3	<1	0,0	-	-	-
	B4	P	2012 (2st)	22	5,9	2,3	7	8	2	0	5	1	0,0	0,0	-	-	20,70
	B5	P	2013 (1st)	14	6,7	0,8	1	5	0	0	1	1	0,0	0,0	-	-	6,06
	B6	P	2013 (2st)	18	5,1	0,9	6	8	0	0	3	1	0,0	0,0	-	-	4,92
	B7	P	2014 (1st)	160	6,3	3,7	6	81	0	0	11	9	7,0	0,0	0,01	829	-1,23
	B8	P	2014 (2st)	17	5,7	0,9	1	6	0	1	1	0	0,2	0,2	-	-	-9,65
Paterna del Madera	PM7	P	2014 (1st)	36	7,3	1,3	3	15	0	0	2	4	0,0	0,8	-	-	5,71
	PM8	P	2014 (2st)	15	7,0	0,6	1	6	0	0	1	1	0,0	0,1	-	-	-2,57

(-) No determinado

Tabla A.5.1. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua subterránea y superficial tomadas en el área de estudio.

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d(‰)	$^3\text{H}(\text{TU}) \pm \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE(‰)
2	Pino	M	10/12/2008	-7,01	-46,79	9,29			
3	Futero	M	15/12/2008	-8,22	-55,16	10,60	3,56 ± 0,38		
3	Futero	M	02/11/2011	-7,81	-55,47	7,01			
4	La Toba	M	11/12/2008	-7,81	-52,42	10,06	3,96 ± 0,39		
4	La Toba	M	25/10/2011	-7,87	-52,23	10,73			
4	La Toba	M	25/09/2012				4,40 ± 0,50		
4	La Toba	M	10/07/2013					0,708234	0,000699
5	El Batanero	M	15/12/2008	-8,31	-55,09	10,59			
5	El Batanero	M	27/10/2011	-8,05	-55,55	8,85	3,50 ± 0,50		
5	El Batanero	M	08/07/2013					0,708263	0,000720
6	Pilar de La Nica	M	15/12/2008	-7,31	-51,04	7,44			
6	Pilar de la Nica	M	11/10/2011				5,40 ± 0,60		
6	Pilar de la Nica	M	03/11/2011	-6,90	-49,84	5,36			
6	Pilar de la Nica	M	08/07/2013					0,708698	0,000689
7	Las Mohedas	M	08/07/2013					0,708472	0,000743
8	Fuente Casas de Haches	M	08/07/2013					0,708223	0,000658
9	Moriscote	M	10/12/2008	-7,43	-48,68	10,76	3,39 ± 0,37		
9	Moriscote	M	10/10/2011	-8,22	-49,83	15,93			
9	Moriscote	M	15/07/2013					0,708647	0,000696
10	La Parra	M	11/12/2008	-7,67	-51,66	9,70	3,56 ± 0,38		
10	La Parra	M	13/01/2012	-7,42	-51,64	7,72			
11	Hijar	M	12/12/2008	-7,63	-50,01	11,03			
11	Hijar	M	06/09/2012	-7,22	-49,16	8,60	1,20 ± 0,50		
11	Hijar	M	09/07/2013					0,708202	0,000592
12	Liétor	M	12/12/2008	-7,47	-50,07	9,69	1,14 ± 0,31		
12	Liétor	M	13/01/2012	-7,12	-49,54	7,42			
12	Liétor	M	26/09/2012				1,40 ± 0,50		
12	Liétor	M	09/07/2013					0,708131	0,000735
14	Tubilla	M	08/11/2011	-7,42	-51,24	8,12	1,40 ± 0,50		
14	Tubilla	M	10/07/2013					0,708190	0,000719
15	Alcadima	M	08/11/2011	-7,4	-50,28	8,92			
16	La Jara	P	10/12/2008	-7,77	-52,63	9,53			
17	Casa Ramón-Chiclana	M	14/03/2012	-8,43	-55,39	12,03			
25	Los Bandoleros	M	12/12/2008	-8,19	-53,90	11,62			
25	Los Bandoleros	M	11/10/2011	-7,79	-54,40	7,92			
25	Los Bandoleros	M	08/07/2013					0,708058	0,000566
26	Fuente del Ojo	M	29/02/2012	-8,21	-54,26	11,40			
27	Fuente Fuensanta	M	29/02/2012	-7,91	-52,06	11,25			
30	Fuente del Vidrio	M	14/03/2012	-8,55	-54,91	13,47			
31	Val de Pinares	M	15/12/2008	-8,10	-54,19	10,61			
38	Juan Frías	M	22/01/2009	-8,47	-54,01	13,75			
38	Juan Frías	M	11/10/2011	-8,18	-56,14	9,30			
40	El Goterón	M	14/03/2012	-8,25	-54,09	11,94			
41	Casas Nuevas de Paterna	M	01/03/2012	-8,29	-56,05	10,28			
42	La Raja	M	08/07/2013					0,708334	0,000682
44	Escurideras	M	12/10/2011	-8,03	-52,09	12,15			
45	Eusebio	M	10/10/2011	-7,85	-52,25	10,55			
46	Los Cárcavos	M	12/10/2011				1,90 ± 0,50		
46	Los Cárcavos	M	12/01/2012	-7,42	-51,35	8,01			
46	Los Cárcavos	M	09/07/2013					0,708450	0,000599
49	El Gargantón	M	10/07/2013	-7,95	-52,84	10,74			
50	Casa Segura	M	08/07/2013					0,708315	0,000823
51	Po iche	M	16/07/2013					0,708643	0,000658
52	Fuenredonda	M	19/01/2012	-7,66	-54,03	7,25			
52	Fuenredonda	M	16/07/2013					0,708237	0,000679
53	Casas de Haches	S	22/01/2009	-7,94	-52,64	10,88			
53	Casas de Haches	S	27/10/2011	-7,70	-54,23	7,37			
53	Casas de Haches	S	06/09/2012				4,20 ± 0,40		
53	Casas de Haches	S	08/07/2013					0,708429	0,000802
54	El Griego	S	16/06/2009	-7,62	-51,66	9,30			
55	La Dehesa	S	16/06/2009	-7,87	-52,14	10,82			
56	Navazuela	S	16/06/2009	-7,85	-53,10	9,70			
56	Navazuela	S	25/09/2012				3,70 ± 0,40		
57	La Sarguilla	S	16/06/2009	-7,60	-50,49	10,31			
57	La Sarguilla	S	23/11/2011	-7,11	-51,20	5,68			
57	La Sarguilla	S	26/10/2012				0,60 ± 0,50		
57	La Sarguilla	S	15/07/2013					0,708222	0,000666

Tabla A.5.1. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras de agua subterránea y superficial en el área de estudio (continuación).

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d(‰)	$^3\text{H}(\text{TU}) \pm \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE(%)
58	Villarejo	S	16/06/2009	-7,62	-52,01	8,95			
58	Villarejo	S	23/11/2011	-7,15	-51,19	6,01			
58	Villarejo	S	26/10/2012				1,00 ± 0,50		
60	Los Vizcainos	S	16/06/2009	-7,75	-51,79	10,21			
60	Los Vizcainos	S	12/01/2012				2,20 ± 0,50		
60	Los Vizcainos	S	19/01/2012	-7,65	-52,94	8,26			
61	Potiche	S	16/06/2009	-6,63	-47,43	5,61			
61	Potiche	S	25/10/2011	-5,94	-45,10	2,42			
61	Potiche	S	06/09/2012				4,20 ± 0,40		
61	Potiche	S	16/07/2013					0,708948	0,000702
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	27/05/2009	-8,01	-54,02	10,06			
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	12/01/2012	-8,17	-53,95	11,41	3,40 ± 0,40		
62	Cañada de Arriba y Abajo	S	16/07/2013					0,708317	0,000599
64	Mullidar nuevo	S	12/12/2008	-7,04	-47,80	8,52			
64	Mullidar nuevo	S	27/01/2012	-7,09	-48,54	8,18			
64	Mullidar nuevo	S	25/09/2012				1,30 ± 0,40		
68	Trifillas Sur	S	28/05/2009	-7,32	-49,71	8,85			
68	Trifillas Sur	S	27/11/2011	-7,72	-49,94	11,82			
68	Trifillas Sur	S	06/09/2012				0,70 ± 0,40		
68	Trifillas Sur	S	16/07/2013					0,707601	0,000788
69	Trifillas Norte	S	28/05/2009	-7,32	-48,82	9,74			
69	Trifillas Norte	S	27/11/2011	-7,84	-49,07	13,65			
69	Trifillas Norte	S	16/07/2013					0,708119	0,000567
70	Casas Nuevas del Rincón	S	27/05/2009	-7,22	-49,28	8,48			
70	Casas Nuevas del Rincón	S	16/07/2013					0,707615	0,000619
74	Casa Blanca	S	16/06/2009	-7,58	-50,31	10,33			
76	Alcadozo	S	16/06/2009	-7,38	-50,05	8,99			
76	Alcadozo	S	23/11/2011	-7,81	-49,99	12,49			
76	Alcadozo	S	16/07/2013					0,708172	0,000696
78	Finca Fontanar 2	S	04/02/2009	-7,47	-49,91	9,85			
83	La Molata	P	10/12/2008	-6,60	-45,81	6,99			
84	Fontanar de las Viñas	S	27/05/2009	-7,82	-52,98	9,58			
85	El Cuco	S	16/06/2009	-7,29	-50,10	8,22			
87	Corral de Javier	S	16/06/2009	-6,87	-49,13	5,83			
87	Corral de Javier	S	23/11/2011	-7,49	-48,87	11,05			
87	Corral de Javier	S	26/09/2012				0,80 ± 0,40	0,708644	0,000696
92	Finca Sahuco	S	26/09/2012				3,40 ± 0,40		
97	Burrueco	S	15/12/2008	-7,34	-49,5	9,22			
98	Nava de Arriba	S	05/02/2009	-7,74	-52,43	9,49			
104	Río Mundo Los Alejos	R	20/10/2011	-7,72	-50,93	10,83			
106	Arroyo de Bogarra	R	20/10/2011	-7,76	-53,84	8,24			
110	Río Mundo túnel Ayna	R	12/10/2011	-7,58	-50,41	10,23			
113	Río Mundo acequia izqda.	R	12/10/2011	-7,32	-50,99	7,57			
114	Río Mundo Escurrideras	R	12/10/2011	-7,44	-51,17	8,35			
117	Río Mundo presa Liétor	R	20/11/2011	-7,53	-51,81	8,43			
118	La Plata	M	02/07/2013					0,708264	0,000752
120	Fuente de la Hondonera	M	08/07/2013	-8,56	-55,88	12,64			
121	Fuente Cañadas de Arriba	M	12/12/2013	-8,16	-54,00	11,29			
122	Fuente de la Almeja	M	15/07/2013	-8,11	-53,88	11,03			
123	Balneario de la Fuensanta	M	10/07/2013					0,708297	0,000605
124	Embalse de Talave	D	09/07/2013					0,707765	0,000631
126	Somera de Cañadas	M	12/12/2013	-8,19	-53,81	11,68			
127	Fuente del Pino la Vieja	M	12/12/2013	-8,16	-54,10	11,16			
128	Fuenlabrada	M	12/12/2013	-8,56	-56,46	11,99			

Tabla A.5.2. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en las muestras de agua subterránea filtradas al túnel de Talave.

Nº	Nombre	Tipo	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d(‰)	$^3\text{H}(\text{TU}) \pm \sigma$
149	filtración túnel	T	28/10/2014	-8,06	-53,97	10,49	$0,40 \pm 0,20$
150	filtración túnel	T	28/10/2014	-8,16	-54,09	11,17	$1,10 \pm 0,20$
151	filtración túnel	T	28/10/2014	-8,06	-53,70	10,78	$2,30 \pm 0,20$
152	filtración túnel	T	28/10/2014	-7,90	-52,62	10,60	$0,90 \pm 0,20$
153	filtración túnel	T	28/10/2014	-7,92	-52,70	10,69	$1,30 \pm 0,20$
154	filtración túnel	T	28/10/2014	-6,32	-44,97	5,56	$0,50 \pm 0,10$
155	filtración túnel	T	28/10/2014	-7,22	-48,00	9,79	$0,20 \pm 0,10$
125	salida túnel	T	28/10/2014	-7,69	-52,28	9,24	$1,80 \pm 0,20$
125	salida túnel	T	31/10/2012	-7,83	-52,43	10,21	$0,90 \pm 0,40$

Tabla A.5.3. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras semestrales de agua de lluvia.

Nombre estación	Muestra	Tipo	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d(‰)
Fontanar de las Viñas	FV1	P	2011 (1st)	-6,97	-43,47	12,29
	FV2	P	2011 (2st)	-7,82	-53,11	9,45
	FV3	P	2012 (1st)	-8,40	-56,35	10,85
	FV4	P	2012 (2st)	-8,82	-57,43	13,13
	FV5	P	2013 (1st)	-7,50	-51,09	8,91
	FV6	P	2013 (2st)	-8,00	-58,75	5,21
Liétor	L1	P	2011 (1st)	-4,93	-29,68	9,76
	L2	P	2011 (2st)	-8,65	-57,30	11,90
	L3	P	2012 (1st)	-9,88	-69,21	9,83
	L4	P	2012 (2st)	-8,95	-58,28	13,32
	L5	P	2013 (1st)	-7,42	-50,72	8,64
	L6	P	2013 (2st)	-7,59	-51,86	8,83
Bogarra	B1	P	2011 (1st)	-6,74	-43,99	9,93
	B2	P	2011 (2st)	-8,83	-63,85	6,79
	B3	P	2012 (1st)	-7,05	-52,60	3,80
	B4	P	2012 (2st)	-8,88	-60,18	10,86
	B5	P	2013 (1st)	-7,12	-50,43	6,53
	B6	P	2013 (2st)	-6,56	-43,98	8,47
Paterna del Madera	PM7	P	2014(1st)	-7,83	-51,25	11,38