TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD DE JAÉN

Programa de Doctorado en
Ciencia y Tecnología de la Tierra y del Medio Ambiente

Uso conjunto de trazadores naturales y artificiales para determinar el funcionamiento hidrogeológico del macizo carbonático de la sierra de Jarastepar y sectores adyacentes (provincia de Málaga)



Beatriz de la Torre Martínez

Año 2020

Universidad de Jaén
Escuela de Doctorado

CEHIUMA
CENTRO DE HIDROGEOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Foto de la portada:
Paisaje kárstico desarrollado en el paraje de *Los Riscos* (Júzcar-Cartajima).
Autora: Beatriz de la Torre Martínez

Universidad de Jaén

Escuela de Doctorado

TESIS DOCTORAL

•

Uso conjunto de trazadores naturales y artificiales para determinar el funcionamiento hidrogeológico del macizo carbonático de la sierra de Jarastepar y sectores adyacentes (provincia de Málaga)

PRESENTADA POR:
BEATRIZ DE LA TORRE MARTÍNEZ

DIRIGIDA POR:
BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO
MATÍAS MUDARRA MARTÍNEZ

JAÉN, 28 de enero de 2020

Universidad de Jaén
Escuela de Doctorado

CEHIUMA
CENTRO DE HIDROGEOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO, Catedrático de Geodinámica Externa de la Universidad de Málaga y **MATÍAS MUDARRA MARTÍNEZ**, Profesor Ayudante Doctor del Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga

CERTIFICAN:

Que la presente Memoria, titulada "*Uso conjunto de trazadores naturales y artificiales para determinar el funcionamiento hidrogeológico del macizo carbonático de la sierra de Jarastepar y sectores adyacentes (provincia de Málaga)*" ha sido realizada bajo su dirección por **Dña. Beatriz de la Torre Martínez** y que cumple, a su juicio, los requisitos necesarios para la defensa pública de cara a la obtención del Grado de Doctor con Mención Internacional por la Universidad de Jaén.

Lo que firman, a efectos oportunos, en Málaga a 28 de enero de 2020

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro Fdo. Matías Mudarra Martínez

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el seno del Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía “Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga”, en el Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga y en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). Se ha llevado a cabo en el marco de los Proyectos Nacionales CGL2012-32590 y CGL2015-65858R y la doctoranda ha disfrutado de un contrato de Formación de Personal Investigador (BES-2013-066018) asociado al primero de ellos.

A mi madre,
que leyó para mí cuando yo no sabía
y puso un libro en mis manos cuando supe

y a mi hermana,
por sus lecciones de resiliencia
y su apoyo incondicional

Agradecimientos

La presente Tesis Doctoral no hubiera sido posible sin el apoyo y colaboración de muchas personas e instituciones que han ayudado desinteresadamente. Si me olvido de alguna de ellas, pido disculpas por anticipado. Gracias, de verdad, a todas.

Quiero destacar, en primer lugar, al director de esta investigación, el profesor Bartolomé Andreo Navarro, quien desde el primer momento me mostró su apoyo, constante confianza y enriquecedoras aportaciones para que este trabajo llegara a buen fin. Sirvan estas palabras para expresar mi más sincero agradecimiento. Del mismo modo, me gustaría agradecer al profesor Matías Mudarra Martínez, codirector de esta Tesis, por su ayuda y predisposición siempre que lo he necesitado, así como por sus correcciones y sus críticas constructivas para la mejora de esta memoria. A ambos les debo mi formación como investigadora, ya que sin su trabajo y dedicación este proyecto no hubiera sido posible.

Me gustaría agradecer las enseñanzas recibidas del resto de profesores del área de Geodinámica Externa de la Universidad de Málaga, de los que tuve el privilegio de disfrutar como alumna del Máster RHYMA. Debo destacar mi agradecimiento al profesor Juan Antonio Barberá Fornell, por sus consejos sobre la interpretación de las curvas de trazadores artificiales, y al profesor José Manuel Gil Márquez, por su colaboración y ayuda en todo lo referente al tema de las dataciones de las aguas subterráneas. No puedo olvidar a otros miembros del grupo de investigación, como los doctores Damián Sánchez García y Manuel Argamasilla Ruíz, que me dieron las primeras nociones básicas para trabajar con los equipos del laboratorio. Agradezco la amabilidad con la que me han tratado los demás miembros del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) con los que compartí, al menos parte, de este periodo: David Rizo, Rebeca Ruíz, , Pedro Jiménez, Cristina Liñán, Ana Isabel Marín y Lucía Ojeda.

Deseo expresar mi más profundo agradecimiento al resto de compañeros más cercanos en el día a día del CEHIUMA como han sido María Jesús Civantos, Javier Martín, Jorge Prieto, José Francisco Martín, José Manuel Nieto y Antonio Lope Morales. Ellos han constituido un pilar importante en el desarrollo de esta investigación. Su ayuda en el campo ha resultado imprescindible. Les agradezco a todos sus consejos y su amistad.

Durante la etapa predoctoral he tenido la suerte de poder realizar tres estancias en centros de investigación extranjeros. La primera de ellas tuvo lugar en el la Université de Franche-Comté (Francia), junto con la profesora Catherine Bertrand, a la que le estoy muy agradecida por su amable acogida y por haberme

formado en el tratamiento estadístico de datos hidroquímicos. Las dos siguientes estancias fueron en el *Institute for Hydrology* de la Universidad Albert-Ludwigs de Friburgo (Alemania), con el profesor Andreas Hartmann, a quien quiero agradecerle que me abriera las puertas de su casa y me ayudara a entender parte del mundo de los modelos numéricos. No puedo olvidarme de Elena, que hizo más amena mi estancia.

Agradezco al profesor Agustín Martín Algarra de la Universidad de Granada, con quien tuve el enorme placer de compartir alguna jornada de campo para instruirme en la complejidad geológica de la región de estudio.

Quisiera mostrar mi agradecimiento a la profesora de la Universidad de Jaén Rosario Jiménez Espinosa, por su apoyo siempre que lo he necesitado; y al profesor Juan Jiménez Millán, coordinador del programa de doctorado en Ciencias y Tecnología de la Tierra y del Medio Ambiente, por su ayuda administrativa.

Del mismo modo, deseo manifestar mi gratitud a los ayuntamientos de Jimera de Líbar, Faraján, Júzcar y Alpandeire, que colaboraron desinteresadamente en el transcurso de la presente investigación; al grupo de espeleología Mainake, en especial a Lázaro Moreno, por proporcionarme información del desarrollo espeleológico del área de estudio; y, en general, a todas aquellas personas que facilitaron mi labor en el campo: dueños o encargados de fincas que dieron su autorización para la instalación de distintos equipos, en especial a Tom y Paqui, así como a Francisco Domínguez, por facilitarme el acceso al manantial de Algoma, y a Pedro y Mariana, por su amabilidad y preocupación cada vez que subía al Cancho de Almola.

También me gustaría agradecer a mis amigos de Levante, Inma y Juampe, por su inestimable cariño, por compartir conmigo estudios y tantos buenos ratos; a las del norte (*Acuáticas*), y a los del sur, por sus constantes palabras de aliento.

Mis palabras más sentidas son para mi familia, en especial para las tres mujeres de mi vida; mi madre y mi hermana, por enseñarme más de lo que imaginan y estar siempre ahí, ayudándome y apoyándome en todo, y mi pequeña sobrina, por hacerme feliz. Mención especial merece Rafa, por hacer "*equipo*", acompañarme, ayudarme y entender el arduo camino de los últimos años.

Finalmente, debo mencionar que la presente investigación ha sido financiada por los Proyectos Nacionales CGL2012-32590 y CGL2015-65858R de la DGICYT y que el autor ha disfrutado de un contrato FPI adscrito al primero de ellos. La Tesis Doctoral es una contribución al Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía.

RESUMEN

Los acuíferos kársticos presentan una distribución heterogénea y anisótropa de sus parámetros hidráulicos (permeabilidad, porosidad eficaz). A partir del análisis de las respuestas naturales de estos acuíferos es posible caracterizar aspectos como el volumen de recursos hídricos, el funcionamiento hidrogeológico o la importancia relativa de la zona saturada y zona no saturada. No obstante, la aplicabilidad de estas respuestas en distintos ámbitos geológicos y climáticos es una tarea a desarrollar y contrastar.

En el marco de la presente Tesis Doctoral se han investigado los acuíferos kársticos que existen en los macizos de Las Viñas, Alto del Unicornio, sierra de Jarastepar, Los Riscos, Cancho del Almola y sectores adyacentes, todos ellos situados en la parte occidental de la provincia de Málaga. Desde el punto de vista geológico, el área se ubica en las inmediaciones del contacto regional que separa la Zona Externa y la Zona Interna de la Cordillera Bética, entre las que se encuentra pinzado el Flysch del Campo de Gibraltar. Las distintas unidades se encuentran apiladas tectónicamente en un contexto geológico complejo. La Zona Externa, que ocupa la posición estructural inferior (geográficamente más al norte), está formada calizas y dolomías jurásicas limitadas, a muro, por arcillas con evaporitas triásicas y, a techo, por margas y margocalizas cretácicas. El Complejo del Flysch está constituido por arcillas y areniscas cretácico-terciarias. La Zona Interna, localizada más al sur y en posición estructural superior, incluye cuatro unidades geológicas diferentes: Unidad de Enamorados (Almola) y Unidad de Nieves, formadas ambas por dolomías triásicas y calizas jurásicas, y los complejos Alpujárride y Maláguide, constituidos por rocas metamórficas de baja permeabilidad de edad comprendida entre el Paleozoico y Triásico.

Los procesos de disolución han dado lugar a gran variedad de morfologías kársticas (superficiales y subterráneas) en las rocas carbonáticas, que favorecen la recarga por infiltración del agua de lluvia. La descarga natural se produce por manantiales (permanentes y temporales) asociados, en unos casos, al contacto entre los carbonatos de la Zona Externa y el Flysch, y, en otros, al contacto entre materiales carbonáticos de la Zona Interna (Unidad de Nieves) y los metamórficos de baja permeabilidad alpujárrides y maláguides.

Los principales objetivos de esta Tesis Doctoral son: investigar la hidrogeología de acuíferos kársticos alpinos de montaña situados en áreas de complejidad geológica; caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos definidos en la zona de estudio y cuantificar los recursos hídricos asociados; y contrastar la aplicabilidad de las diferentes técnicas de investigación empleadas en este tipo de medios. Para ello, se han utilizado de manera conjunta técnicas convencionales (hidrodinámica, hidrotérmica, hidroquímica, isótopos estables, trazadores artificiales) y otras de aplicación más reciente en este tipo de medios (isótopos radiactivos, trazadores ambientales). Se ha llevado a cabo el tratamiento de datos hidrometeorológicos para un periodo histórico y para el periodo de investigación. Se han controlado con periodicidad horaria las respuestas naturales de los principales manantiales. Además, se han efectuado medidas puntuales de caudal y de parámetros físico-químicos del agua, y se han tomado muestras de agua (lluvia, del suelo -intersticial- y subterránea) para su posterior análisis químico e

isotópico. También se han llevado a cabo varios ensayos de trazadores y se han hecho campañas de muestreo para la determinación de la actividad de ^{222}Rn y la datación de las aguas subterráneas.

Los resultados de la presente investigación evidencian la complejidad hidrogeológica asociada al contexto tectónico en el que se encuentra el área de estudio. En el acuífero occidental (Las Viñas-Alto del Unicornio) se han registrado respuestas naturales rápidas y proporcionales a la magnitud de la recarga, con aguas de baja mineralización y facies bicarbonatada cálcica. En cambio, en el sector oriental (sierra de Jarastepar) se ha observado una notable diversidad en cuanto al tipo de respuestas y composición química de sus aguas. Así, los manantiales ubicados en la Zona Externa presentan aguas poco mineralizadas y facies bicarbonatada cálcica, similares a las del sector occidental. Sin embargo, su funcionamiento es temporal, con aumentos de caudal rápidos y de cierta magnitud (de 0 hasta 20000 l/s en cuestión de horas) y van acompañados de ascensos en los contenidos en trazadores naturales del suelo (NO_3^- y COT). Los ensayos de trazadores artificiales han permitido calcular velocidades de hasta 600 m/día. Sin embargo, las surgencias permanentes localizadas en el borde meridional de las dolomías de la Zona Interna, con aguas más mineralizadas y mayor temperatura, menor variabilidad hidroquímica y facies sulfatada cálcica, muestran respuestas amortiguadas tras los eventos de precipitación.

La interpretación clásica de las respuestas naturales llevaría a plantear que en la sierra de Jarastepar habría dos acuíferos diferentes: uno, de flujo por conductos kársticos, en las calizas jurásicas de la Zona Externa y otro, de flujo difuso, en las rocas carbonáticas triásicas de la Zona Interna. Sin embargo, la integración de los resultados derivados de las diferentes metodologías aplicadas (respuestas naturales, balance hídrico, trazadores artificiales) y el contexto geológico llevan a definir un único acuífero en la sierra de Jarastepar, formado por rocas que pertenecen a varios dominios geológicos, pero conectados hidrogeológicamente, donde coexisten interacciones agua-roca más cortas (Zona Externa) con otras más largas (Zona Interna) a lo largo de las líneas de flujo. Las superficies de cabalgamiento y las fallas normales posteriores involucran diversas formaciones de baja permeabilidad imbricadas dentro de la sutura tectónica, lo que induce fuertes heterogeneidades en los patrones de flujo del agua subterránea, al tiempo que permite la existencia de una potente zona saturada bajo los materiales impermeables alpujárrides y maláguides. Esta hipótesis queda reforzada con la información que han aportado las dataciones con trazadores ambientales, las cuales han evidenciado que existe convergencia de flujos de aguas con diferentes edades, compuestas por una fracción antigua y otra moderna.

En acuíferos carbonáticos alpinos situados en contextos geológicos complejos, como el investigado en la presente Tesis Doctoral, es importante aplicar un planteamiento de investigación multi-metodológico, basado en el análisis conjunto de diversas respuestas naturales complementarias. Ello permite reducir la incertidumbre asociada a una sola técnica y fortalece la elaboración de un adecuado modelo conceptual que, a su vez, constituye la base de cualquier modelo numérico.

ABSTRACT

Karst aquifers present a heterogeneous and anisotropic distribution of hydraulic parameters (permeability, effective porosity). From analysis of the natural responses of these aquifers it is possible to characterize aspects such as the volume of water resources, the hydrogeological functioning or the relative importance of the saturated versus unsaturated zone. Notwithstanding, the applicability of these methodologies in different geological and climatic settings is a task to be developed and contrasted.

The present PhD Thesis investigates the karst aquifers existing in the massifs of Las Viñas, Alto del Unicornio, Sierra de Jarastepar, Los Riscos, Cancho de Almola and adjacent sectors; all found in the western part of the province of Malaga. From a geological standpoint, the area lies near the regional tectonic contact dividing the External Zone and the Internal One in the Betic Cordillera, with the Flysch of the Campo de Gibraltar Complex (Tertiary clays and sandstones) imbricated between them. The External Zone, which occupies a lower structural position (geographically towards the north), is made up of 500–550 m thick Jurassic dolostones and limestones, which present Late Triassic clays, dolomitic beds, and evaporite rocks (mainly gypsum) at the bottom, and Early Cretaceous-Tertiary marly-limestones and marls at the top. The Internal Zone appears further southeastward in an upper tectonic position, and includes four different geological units: Enamorados Unit (Almola) and Nieves Unit, both made up of a Triassic to Early Miocene succession over than 1,200 m thick, largely containing carbonate formations; and the Alpujarride and Malaguide complexes, consisting of Paleozoic metamorphic rocks of low permeability.

Fractured and karstified Triassic and Jurassic carbonate rocks belonging to three of the region's predominant geological units (External Zone, Almola and Nieves) are the dominant permeable formations. Dissolution processes have given rise to a large variety of karst features (exo- and endo-), favoring recharge by infiltration of rainwater over the permeable rocks. Most of the discharge occurs naturally by means of three permanent springs located at lower altitudes, in the Internal Zone. In addition, there are two overflow springs situated at the southern edge of the External Zone, just north of the major tectonic contact between the Internal Zone and the External Zone.

The main aims of this PhD Thesis are: to investigate the hydrogeology of alpine karst aquifers located in tectonically complex regions; to characterize the hydrogeological functioning of the aquifers defined in the pilot site and quantify its water resources; and to contrast the applicability of the different research techniques used in these contexts. To this end, conventional techniques (hydrodynamic, hydrothermal, hydrochemical, stable isotopes, dye traces) were used in conjunction with others of more recent application (radioactive isotopes, environmental tracers).

Hydrometeorological data were analyzed for a historic period and for the research period. The natural responses of the main springs were monitored periodically. Moreover, single measurements of flowrate and physico-chemical parameters of the water were recorded, and water samples (rainfall, soil, and groundwater) were taken for subsequent chemical and isotopic analysis. Five tracer tests were also performed and sampling campaigns were carried out for the determination of the activity of ^{222}Rn and for dating the age of the groundwater.

The results of this research evidence the hydrogeological complexity associated with the geological context of the study area. In the western aquifer (Las Viñas-Alto del Unicornio), quick responses proportional to the magnitude of the recharge events were recorded in the springs, draining low mineralization water of calcium bicarbonate facies. In the eastern sector (Sierra de Jarastepar), a noteworthy diversity in terms of responses and the hydrochemical composition of the waters was observed. The overflow springs located in the External Zone present scarcely mineralized waters with calcium bicarbonate facies, similar to those of the western sector. Quick and sharp variations in flowrate (from 0 to 20000 l/s in hours) after rainfall were recorded, accompanied by increases in the contents of natural tracers of infiltration (NO_3^- and TOC). Groundwater flow velocities of up to 600 m/day were inferred from tracer tests. In contrast, groundwater drained by permanent springs placed in the Internal Zone present high mineralization (calcium sulfate facies) and temperature values, as well as lagged and buffered responses to precipitation events.

At a first glance, one could assume that two independent systems with different behaviors are at work in the Sierra de Jarastepar, following a classical interpretation: conduit flow-type functioning for Jurassic limestones (External Zone) and diffuse-flow behavior for the Triassic calcareous rocks (Internal Zone). However, integration of the results derived from the different methodologies applied (geological observations, natural responses, water budget, artificial tracers) leads us to propose a sole aquifer, formed by rocks belonging to several geological domains, but hydrogeologically connected, where shorter and longer water–rock interactions along flow paths coexist. Overthrust surfaces and the subsequent normal faults involve diverse low permeable formations imbricated within a tectonic suture, inducing strong heterogeneities in groundwater flow patterns. The geological complexity and the inner geometry at the southeast border of the aquifer, with a potent saturated zone beneath the impermeable Alpujarride and Malaguide materials, jointly modulate the global signal coming from the External Zone, which is attenuated before arriving at the permanent springs found in the Internal Zone. This hypothesis is supported by information obtained from dating tools (environmental tracers), which evidence a convergence of flows of waters of different ages, comprising older and younger fractions of groundwater.

In alpine carbonate aquifers situated in complex geological settings, such as the case investigated in the present PhD Thesis, a continuous transfer of feedback from geological to diverse and complementary hydrogeological approaches, and vice versa, is necessary to enhance knowledge of aquifer functioning and, ultimately, to achieve better evaluation and management of water resources. This helps us to avoid misinterpretations about the hydrogeological behaviors of aquifers, allowing a more realistic and robust conceptual model to be developed that, in turn, constitutes the basis of any numerical model.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 1
1.1. Planteamiento y aspectos generales de la investigación 1
1.2. Marco geográfico 6
1.3. Objetivos 9
1.4. Metodología 9
1.4.1. Trabajos de campo 9
1.4.1.1. Reconocimiento del medio físico 9
1.4.1.2. Inventario de puntos de agua 10
1.4.1.3. Medidas y muestreo en la red de control 10
1.4.1.4. Ensayos de trazadores artificiales 19
1.4.2. Trabajos de laboratorio 20
1.4.2.1. Análisis químicos 21
1.4.2.2. Determinaciones espectrofluorométricas 21
1.4.2.3. Análisis de isótopos estables 23
1.4.2.4. Análisis de isótopos radiactivos y gases nobles 24
1.4.2.5. Análisis de clorofluorocarbonos y hexafluoruro de azufre 25
1.4.3. Trabajos de gabinete 26
1.4.3.1. Recopilación bibliográfica 26
1.4.3.2. Recopilación y actualización de datos geológicos y estructurales. 26
1.4.3.3. Recopilación de datos meteorológicos 26
1.4.3.4. Recopilación de datos de hidrogeológicos 27
1.4.3.5. Análisis y tratamiento de los datos 27

2. CONTEXTO GEOLÓGICO 35
2.1. Contexto geológico regional 35
2.2. Antecedentes 39
2.3. Estratigrafía 40
2.3.1. Zona Externa. Penibético o Subbético Externo Occidental 40
2.3.2. Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar 45
2.3.3. Zona Interna 46
2.3.3.1. Las Unidades Frontales (Rondaide o Dorsal) 46
2.3.3.2. Complejos Alpujárride y Maláguide 49
2.4. Estructura geológica 49
2.4.1. Estructura geológica de la Zona Externa 50
2.4.2. Estructura geológica de la Zona Interna y del contacto con la Zona Externa 51
2.5. Fracturación 53
2.6. Geomorfología 55
2.6.1. Control morfoestructural 55
2.6.2. Análisis del relieve 56
2.6.3. Hidrología superficial 58
2.6.4. Modelado kárstico y formas asociadas 61

2.6.4.1. Formas exokársticas..... 62
2.6.4.2. Formas endokársticas..... 67
2.6.5. Suelo..... 69
2.6.5.1. Tipos de suelo..... 69
2.6.5.2. Usos del suelo..... 70

3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS..... 73
3.1. Generalidades sobre la dinámica de las precipitaciones y temperatura a escala regional..... 73
3.2. Pluviometría..... 77
3.2.1. Tratamiento previo de los datos..... 77
3.2.2. Análisis de los datos de precipitación correspondientes al periodo histórico..... 82
3.2.2.1. Precipitación media anual. Determinación de los años tipo..... 82
3.2.2.2. Distribución temporal de las precipitaciones..... 83
3.2.2.3. Distribución espacial de las precipitaciones. Mapas de isoyetas... 86
3.2.3. Análisis de los datos de precipitación correspondientes al periodo de investigación (2014/15 - 2016/17)..... 88
3.2.3.1. Precipitación media anual..... 88
3.2.3.2. Distribución temporal de las precipitaciones..... 89
3.2.3.3. Distribución espacial de las precipitaciones. Mapas de isoyetas... 93
3.2.4. Composición química del agua de lluvia..... 95
3.2.4.1. Características del muestreo..... 95
3.2.4.2. Hidroquímica..... 98
3.2.4.3. Contenido en Cl-..... 103
3.2.5. Isótopos estables de la molécula del agua de lluvia ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$)..... 104
3.2.5.1. Consideraciones previas..... 104
3.2.5.2. Señal isotópica de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso de deuterio del agua de lluvia en el área de estudio..... 106
3.3. Temperatura del aire..... 108
3.3.1. Características generales. Datos disponibles..... 108
3.3.2. Estudio de la temperatura del aire a partir de series históricas (periodo 1997/98 - 2016/17)..... 110
3.3.3. Temperatura del aire durante el periodo de investigación (periodo 2014/15 - 2016/17)..... 115

4. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES..... 119
4.1. Antecedentes..... 119
4.2. Límites y geometría..... 121
4.3. Inventario de puntos de agua..... 123
4.3.1. Manantiales..... 123
4.3.2. Sondeos..... 127
4.4. Hidrodinámica..... 129

4.5. Hidrotermia..... 134
4.6. Hidroquímica..... 139
4.6.1. Conductividad eléctrica..... 140
4.6.1.1. Evolución temporal de la conductividad eléctrica..... 142
4.6.1.2. Curvas de distribución de frecuencia de los valores de conductividad eléctrica..... 145
4.6.2. Caracterización espacial de la composición química mayoritaria de las aguas subterráneas..... 147
4.6.3. Relaciones molares..... 153
4.6.4. Estado de saturación en calcita, dolomita y yeso de las aguas subterráneas..... 155
4.7. Composición isotópica de las aguas subterráneas..... 158
4.7.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)..... 158
4.7.2. Señal isotópica del carbono inorgánico ($\delta^{13}C_{DIC}$)..... 163
4.7.3. Isótopos del azufre ($\delta^{18}O_{SO4}$ y $\delta^{34}S_{SO4}$)..... 167
4.7.4. Actividad del radón (^{222}Rn)..... 168

5. ENSAYOS CON TRAZADORES ARTIFICIALES..... 173
5.1. Introducción. Consideraciones previas..... 173
5.2. Trazadores artificiales..... 175
5.3. Características generales de los ensayos con trazadores artificiales. Condiciones hidrometeorológicas y protocolo de muestreo..... 179
5.4. Ensayos con trazador y resultados hidrodinámicos..... 180
5.4.1. Ensayo nº 1 (01/11/2015)..... 180
5.4.2. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº1..... 184
5.4.3. Ensayo nº 2 (11/05/2016)..... 187
5.4.4. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 2..... 189
5.4.5. Ensayo nº 3 (25/11/2016)..... 191
5.4.6. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 3..... 193
5.4.7. Ensayo nº 4 (02/03/2018)..... 195
5.4.8. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 4..... 198
5.4.9. Ensayo nº 5 (14-15/03/2018)..... 200
5.4.10. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 5..... 203
5.5. Recapitulación de los resultados de los ensayos con trazadores..... 205
5.6. Análisis morfológico de las curvas de concentración obtenidas en los diferentes ensayos con trazadores y parámetros hidrodispersivos estimados..... 207
5.7. Estimación de parámetros de transporte..... 214
5.8. Simulación del transporte..... 216
5.9. Caracterización de los flujos subterráneos a partir de los resultados de las simulaciones de transporte..... 218
5.10. Síntesis de los ensayos de trazadores artificiales..... 221
5.10.1. Sobre los resultados obtenidos..... 221
5.10.2. Sobre la aplicación de modelos de transporte..... 225

6. EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y BALANCE HIDROGEOLÓGICO 227
6.1. Salidas 228
6.2. Entradas 231
6.2.1. Precipitaciones 232
6.2.2. Balance de agua en el suelo. Cálculo de la evapotranspiración real y lluvia útil mediante las ecuaciones de Thornthwaite (1948), BlaneyCriddle (1964) y Hargreaves (1985) 233
6.2.2.1. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de Thornthwaite (1948) 234
6.2.2.2. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de BlaneyCriddle (1964) 236
6.2.2.3. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) 238
6.2.2.4. Cálculo de la lluvia útil o infiltración eficaz en el área de estudio según el método de balance de agua en el suelo 240
6.2.3. Estimación de la tasa de recarga y evaluación de los recursos hídricos a partir del método APLIS modificado 244
6.2.3.1. Consideraciones metodológicas 244
6.2.3.2. Aplicación del método APLIS modificado 247
6.2.3.3. Evaluación de los recursos hídricos con el método APLIS modificado 249
6.2.4. Estimación de la tasa de recarga a partir del balance de cloruros 252
6.2.4.1. Consideraciones metodológicas 252
6.2.4.2. Aplicación del balance de cloruros 253
6.3. Análisis comparativo de los resultados obtenidos por los diferentes métodos para la estimación de la recarga 255
6.4. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar correspondiente al periodo de investigación (2014/15-2016/17) 257
6.5. Recursos hídricos medios anuales correspondientes al periodo histórico (1950/51-2016/17) 259

7. ACUÍFERO DE LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO 261
7.1. Límites y geometría 261
7.2. Puntos de agua (manantiales) 263
7.3. Hidrodinámica 265
7.3.1. Descripción de los hidrogramas 265
7.3.2. Análisis de las curvas de recesión de los principales manantiales por el método de Mangin (1970, 1975) 269
7.3.3. Análisis correlatorio de la serie de datos caudal 273
7.3.4. Análisis de caudales clasificados 275
7.4. Hidroquímica e hidrotermia 276
7.4.1. Distribución espacial de las características físico-químicas 276

7.4.2. Evolución temporal de la composición química y temperatura del agua..... 279
7.5. Composición isotópica..... 286
7.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)..... 286
7.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)..... 289
7.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio..... 291

8. ACUÍFERO DE LA SIERRA DE JARASTEPAR..... 293
8.1. Límites y geometría..... 293
8.2. Puntos de agua (manantiales)..... 295
8.3. Hidrodinámica..... 296
8.3.1. Descripción de los hidrogramas..... 299
8.3.2. Análisis de las curvas de agotamiento de los principales manantiales por el método de Mangin (1970, 1975) y de las curvas de descenso del nivel piezométrico a partir de la programación en Visual Basic (Posavec *et al.*, 2006)..... 304
8.3.3. Análisis correlatorio de las series de datos de nivel piezométrico y de caudal..... 311
8.3.4. Análisis de caudales clasificados y aplicación a niveles piezométricos 314
8.4. Características del agua en el suelo..... 318
8.5. Hidroquímica e hidrotermia..... 327
8.5.1. Composición química y temperatura del agua. Distribución espacial 328
8.5.2. Evoluciones temporales..... 335
8.5.2.1. Evolución temporal de los manantiales localizados en la Zona Externa..... 335
8.5.2.2. Evolución temporal de los manantiales localizados en la Zona Interna..... 341
8.6. Composición isotópica de las aguas subterráneas..... 350
8.6.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)..... 350
8.6.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)..... 354
8.7. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar..... 356

9. DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS..... 361
9.1. Consideraciones previas..... 361
9.2. Datación con tritio (^{3}H)..... 363
9.2.1. Fundamentos metodológicos..... 363
9.2.2. Resultados de las dataciones con ^{3}H..... 366
9.3. Datación según la relación $^{3}H/^{3}He$ y la concentración de ^{4}He..... 373
9.3.1. Fundamentos metodológicos..... 373
9.3.2. Resultados de las dataciones según la relación $^{3}H/^{3}He$ y la concentración de ^{4}He..... 377
9.4. Datación con clorofluorocarbonos (CFC) y hexafluoruro de azufre (SF_6)..... 381
9.4.1. Fundamentos metodológicos..... 381

9.4.2. Resultados de las dataciones con CFC-11, CFC-12 y SF_6..... 385
9.5. Datación con radiocarbono (^{14}C)..... 389
9.5.1. Fundamentos metodológicos..... 389
9.5.2. Resultados de las dataciones con ^{14}C..... 392
9.6. Modelo de mezcla binario a partir del CFC-12 y de ^{3}H..... 394
9.7. Integración de resultados hidroquímicos, isotópicos y de dataciones mediante trazadores ambientales. Implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico..... 397

10. CONCLUSIONES..... 401
10.1. Conclusiones referentes a la caracterización hidrogeológica de los acuíferos investigados..... 401
10.2. Conclusiones referentes a la aplicabilidad de las metodologías utilizadas..... 407

11. CONCLUSIONS..... 411
11.1. Conclusions referring to the hydrogeological characterization of the investigated aquifers..... 411
11.2. Conclusions regarding the applicability of the methodologies used..... 416

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 419

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento y aspectos generales de la investigación

Los acuíferos kársticos se desarrollan en rocas (principalmente carbonatos y evaporitas) en los que la disolución a favor de fisuras y planos de estratificación da lugar a la porosidad secundaria (Goldscheider y Drew, 2007). El desarrollo de esta red de drenaje subterránea conlleva heterogeneidad en cuanto a la distribución espacial de parámetros hidráulicos del acuífero, la cual condiciona la existencia de flujos con propiedades que difieren notablemente de las que se observan en acuíferos porosos o fisurados (White, 1988; Bakalowicz, 2005; Ford y Williams, 2007). Las características más destacables en los acuíferos kársticos son los flujos rápidos y concentrados que implican el movimiento preferencial del agua a través de las fisuras y conductos kársticos de las zonas no saturada y saturada del sistema. Esto suele provocar fluctuaciones bruscas en la descarga de los manantiales kársticos, así como una alta vulnerabilidad frente a la contaminación (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979).

Los afloramientos de rocas carbonáticas ocupan el 12-15% de la superficie terrestre y en Europa ocupan el 35 % (Fig. 1.1). Los acuíferos desarrollados en este tipo de medios abastecen aproximadamente a una cuarta parte de la población mundial (Ford y Williams, 2007). En algunos países europeos, como Austria o Eslovenia, el 50 % del suministro de agua potable proviene de acuíferos carbonáticos, mientras que en otros, particularmente aquellos de ámbito mediterráneo, supone en muchos casos la única fuente de agua disponible (EU, 1995). En España, los afloramientos carbonáticos potencialmente karstificables ocupan el 22 % del territorio, equivalente a 110000 km^2 (Durán y López-Martínez, 1989; Durán *et al.*, 1999), y sus recursos hídricos se estiman en aproximadamente 15000 hm^3/año (Fernández-Uría y Navarro-Alvargonzález, 1989). De dicha extensión, el 6 % (7000 km^2) está incluida en la comunidad autónoma de Andalucía, con unos recursos medios de 2000 hm^3/año (Benavente *et al.*, 1986). Con respecto a la provincia de Málaga, donde se desarrolla la presente investigación, los afloramientos de materiales carbonáticos ocupan 978 km^2 y se estiman unos recursos hídricos medios asociados de 435 hm^3/año (Linares, 2007). Con estos recursos, se podría satisfacer el 64 % de la demanda de la población (675 hm^3/año; Calvo-Álvarez y Fernández-Gutiérrez del Álamo, 2007), según datos del 2007.

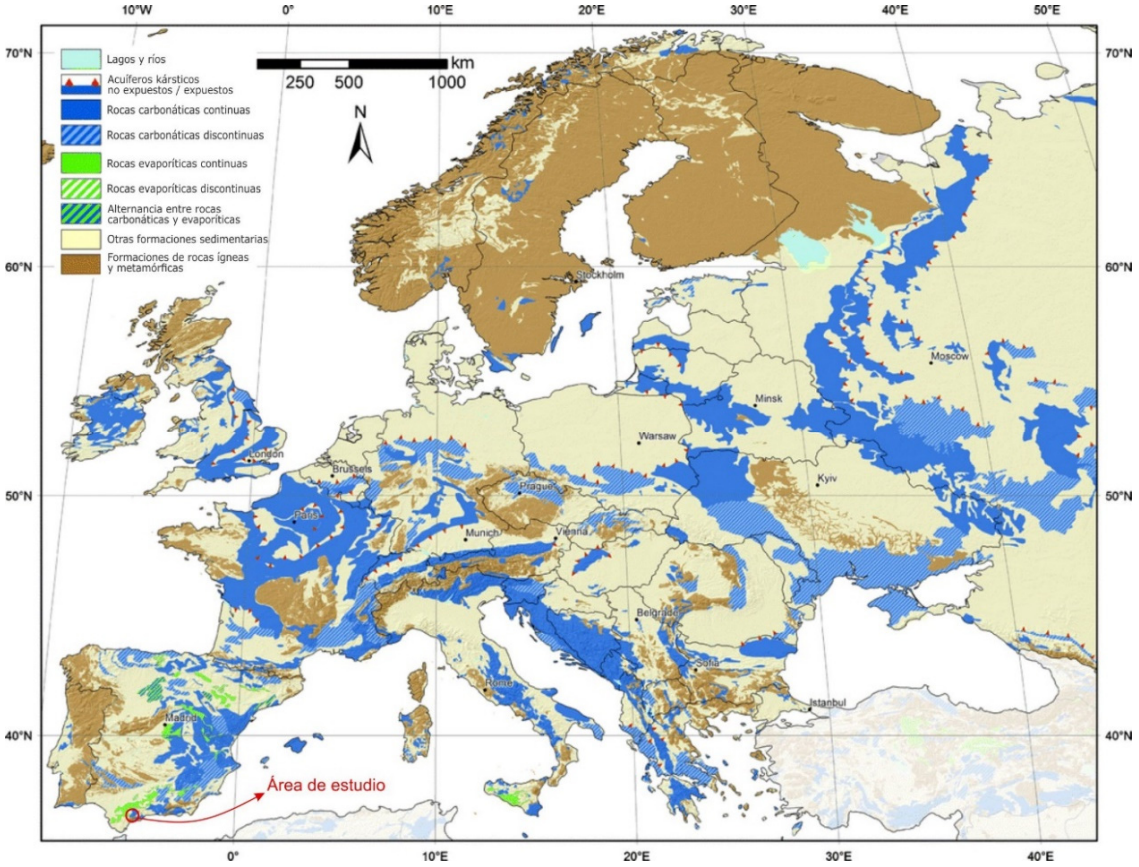


Figura 1.1. Mapa de la distribución de los acuíferos kársticos en Europa. Modificado de Chen *et al.*, 2017)

Como se mencionó anteriormente, los acuíferos kársticos presentan características hidrogeológicas particulares, vinculadas a su heterogeneidad y anisotropía (Bakalowicz, 2005; Ford y Williams, 2007) (Fig. 1.2). Por ello es necesaria una mejor comprensión de la complejidad hidrogeológica de estos medios, que permita elaborar estrategias para un uso sostenible de los recursos hídricos (UE, 1995, 2004). Numerosos investigadores han contribuido a dicho progreso mediante el desarrollo y aplicación de diversas metodologías (Goldscheider y Drew, 2007), con las que es posible conocer el funcionamiento hidrogeológico y el volumen de recursos disponibles en estos acuíferos. Muchas de estas técnicas están basadas en análisis cualitativos y cuantitativos de las respuestas naturales (hidroquímicas, hidrotérmicas e hidrodinámicas) y en la interpretación de isótopos estables en las aguas subterráneas (White, 2002; Bakalowicz, 2005; Ford y Williams, 2007; Drew y Goldscheider, 2007).

El correcto conocimiento de los sistemas hidrogeológicos requiere un estudio detallado del movimiento del agua desde que tiene lugar la infiltración en el acuífero (suelo-epikarst-zona no saturada) hasta que se produce la descarga, de forma

natural, por los manantiales. Se deben caracterizar, por tanto, los procesos de infiltración y transferencia del agua por la zona no saturada, así como los mecanismos de almacenamiento en la zona saturada.

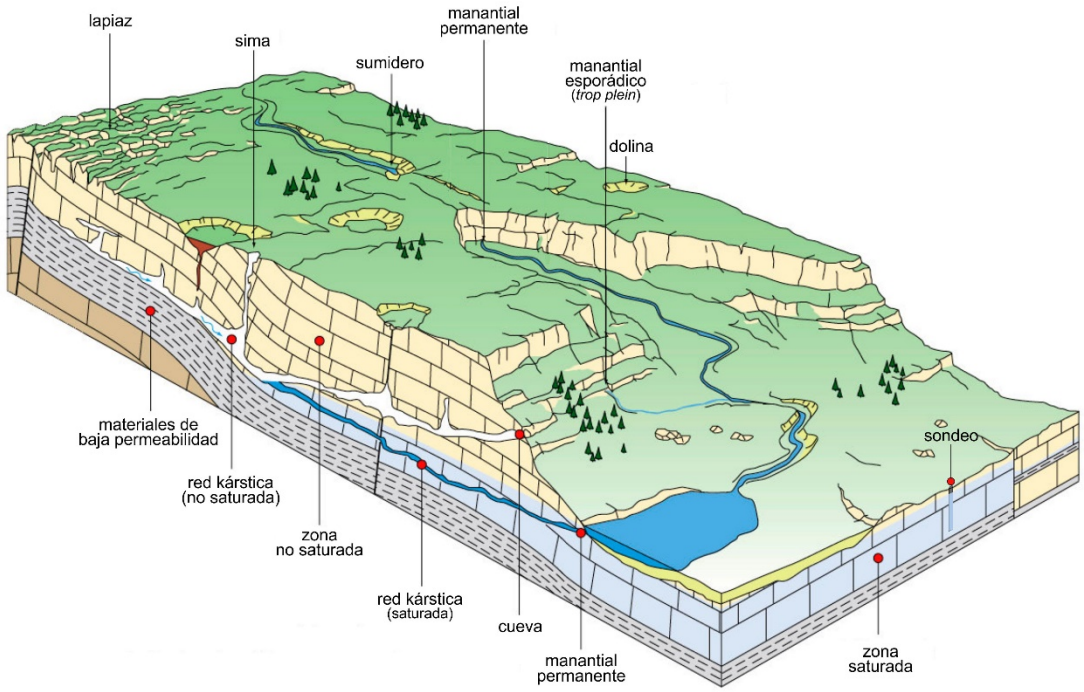


Figura 1.2. Esquema conceptual de un acuífero kárstico y las formas de modelado asociadas. Modificado de Bichet y Campy (2008)

En relación con el grado de karstificación y jerarquización de la red de drenaje asociada, las investigaciones hidrogeológicas se han centrado tradicionalmente en el estudio de las respuestas naturales de los puntos de descarga ya que representan el funcionamiento global del sistema (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1986). Las metodologías aplicadas son específicas de acuíferos carbonáticos, dadas las particularidades mencionadas de este tipo de medios (Goldscheider y Drew, 2007). La distribución de los niveles piezométricos, las posibles conexiones hidrogeológicas y los recursos renovables pueden estimarse mediante el análisis de las respuestas hidrodinámicas (Mangin, 1975; Padilla, 1990; Bonacci, 2001; Kovács *et al.*, 2005; Groves, 2007).

El seguimiento (espacial y temporal) de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas ofrece información referente a la calidad de estas y al funcionamiento hidrogeológico del acuífero (Shuster y White, 1971; Mudry, 1987; Plagnes, 2000; Mudarra y Andreo; 2011; Ravbar *et al.*, 2012; Barberá *et al.*, 2014). Del mismo modo, el control térmico de las aguas es comúnmente utilizado como

marcador de los procesos de infiltración (Andrieux, 1978; Anderson, 2005; Lhumann *et al.*, 2010) e indicador de la profundidad de flujo y de las interacciones agua-roca (Liñán *et al.*, 2009; Moral *et al.*, 2008). Además, a partir de la temperatura es posible estimar la proporción de mezcla entre diferentes aguas e inferir la relación entre aguas superficiales y subterráneas (O'Driscoll y DeWalle, 2006).

El estudio de la composición isotópica de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) y del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C$) en las aguas subterráneas es otra de las metodologías utilizadas para caracterizar los sistemas acuíferos y determinar su funcionamiento hidrogeológico (Barbieri *et al.*, 2005; Falcone *et al.*, 2008). La aplicación de técnicas isotópicas para describir la influencia de la recarga en las aguas subterráneas (Andreo *et al.*, 2004a; Aquilina *et al.*, 2005; Musgrove *et al.*, 2010; Jódar *et al.*, 2016) resulta interesante en cuanto a la estimación de altitudes de recarga, origen, mezcla de aguas y tiempo de residencia en el sistema. Los diferentes mecanismos de recarga, así como las interacciones agua-suelo y agua-roca provocan señales isotópicas específicas para cada sistema kárstico (Emblanch, 1997; Batiot, 2002).

Los marcadores o trazadores orgánicos naturales constituyen una herramienta que permite identificar las interacciones agua-suelo (Batiot *et al.*, 2003a y b; Tissier *et al.*, 2013) o agua-roca (matriz caliza) (Shuster y White, 1971; Mudry *et al.*, 2002). El estudio de contaminantes antropogénicos sirve, además, para identificar procesos de recarga localizada (Mahler *et al.*, 2000) o infiltración difusa a través de la matriz fracturada (Einsiedl *et al.*, 2010). Tanto los trazadores naturales como los contaminantes suelen ser movilizados por el sistema acuífero durante los eventos de recarga (Huebsch *et al.*, 2014), aunque también pueden observarse entradas de forma paulatina (Einsiedl *et al.*, 2010; Goldscheider, 2008).

Por su parte, los trazadores artificiales son muy utilizados, especialmente en medios kársticos, para determinar conexiones hidrogeológicas y velocidades de flujo (Atkinson *et al.*, 1973; Käss, 1998), así como para definir con precisión las áreas de recarga y descarga (Goldscheider, 2005; Ravbar *et al.*, 2012) y proporcionar información sobre los procesos de transporte que ocurren en el sistema (Benischke *et al.*, 2007; Morales *et al.*, 2010; Mudarra *et al.*, 2014b; Barberá *et al.*, 2017). Las velocidades de flujo y los procesos de dispersión varían considerablemente según correspondan a la zona no saturada o a la zona saturada de un acuífero (Lauber *et al.*, 2014). También dependen de las diferentes condiciones hidrodinámicas (Duran

et al., 2016). Por lo tanto, los trazadores artificiales sirven para clarificar la estructura interna del sistema (Smart, 1988), del mismo modo que el uso simultáneo de estos trazadores, combinados con los naturales, ayudan a comprender la dinámica del flujo subterráneo y la importancia relativa que puede tener la zona no saturada y la zona saturada en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero (Mudarra *et al.*, 2014b).

El adecuado conocimiento geológico y estructural es clave en cualquier estudio hidrogeológico (Goldscheider y Andreo, 2007). Esto es aún más importante cuando el área de estudio se encuentra en una zona con notable complejidad geológica, como es el caso de la presente investigación. Existen trabajos que demuestran la influencia de la estructura geológica y de la tectónica en el flujo del agua subterránea. Así, Herold *et al.* (2000) estudió la influencia de la estructura de algunos macizos del Jura en el funcionamiento hidrogeológico de los mismos. Goldscheider (2005) o Perrin y Luetscher (2008) demostraron que la alternancia de pliegues anticlinales y sinclinales de una zona situada al N de los Alpes (Fig. 1.3) domina los patrones de flujo que tienen lugar en el acuífero carbonático de Hochifen-Gottesacker. Recientemente, en la Cordillera Bética, se han realizado estudios geológicos combinados con técnicas hidrogeológicas (Sanz de Galdeano *et al.*, 2019) que han puesto de manifiesto la influencia de la estructura regional y de la tectónica en el flujo del agua subterránea al N de la sierra Almijara.

La aplicación de técnicas de datación (^{3}H, $^{3}H/^{3}He$, ^{4}He, CFCs, SF_6, ^{14}C) es poco habitual en sistemas kársticos alpinos. Sin embargo, ha permitido investigar los tiempos de residencia en este tipo de acuíferos. Debido a la heterogeneidad intrínseca que presentan, puede resultar complicado estimar las edades de sus aguas subterráneas (Long y Putnam, 2005; Gooddy *et al.*, 2006; Katz *et al.*, 2004; Stewart y Thomas, 2008; Delbart *et al.*, 2014). Sin embargo, su utilización en áreas geológicamente complejas puede reforzar las interpretaciones de funcionamiento hidrogeológico. Existen estudios novedosos (Kralik *et al.*, 2014; Edmunds *et al.*, 2014; Gerber *et al.*, 2017; Wilske *et al.*, 2019; Gil-Márquez *et al.*, 2020) en los que la aplicación conjunta de métodos hidroquímicos y de datación ha aportado datos consistentes respecto a mezcla y edades relativas de las aguas subterráneas.

El presente trabajo muestra la investigación hidrogeológica llevada a cabo durante 45 meses (desde enero de 2014 a septiembre de 2017) en el que se pretende la caracterización del funcionamiento hidrogeológico de acuíferos carbonáticos

aplicando diferentes metodologías. Además, esta investigación pretende avanzar en el conocimiento de los procesos hidrogeológicos que tiene lugar en el medio kárstico, así como disponer de una perspectiva científica para la elaboración de futuros planes de gestión y protección de los recursos hídricos.

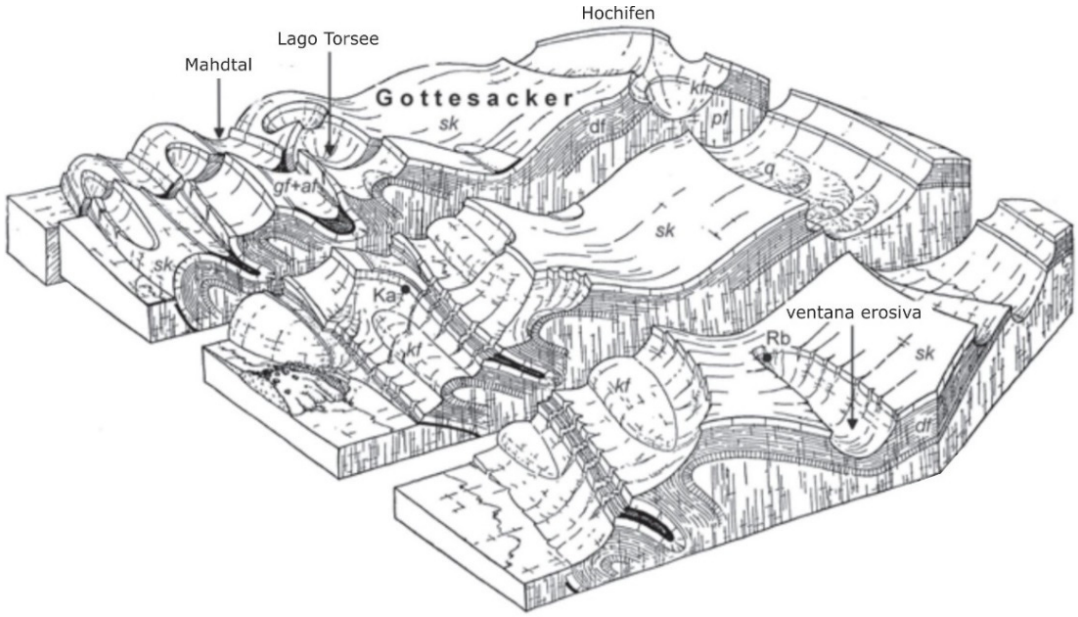


Figura 1.3. Bloque diagrama que representa la complejidad geológica y estructural del área de Hochifen-Gottesacker. Formaciones geológicas: Palfris (pf), Kieselkalk (kf), Drusberg (df), Schrattenkalk (sk), Garschella (gf), Amden (af), depósitos cuaternarios (q). Puntos de agua: manantial de Kessleralp (Ka), de Rubach (Rb). Modificado de Goldscheider (2005)

1.2. Marco geográfico

Los materiales carbonáticos que constituyen el área de estudio de la presente Tesis Doctoral afloran en los relieves de Las Viñas, Alto del Unicornio, sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de Almola (Fig. 1.4 o véase situación en mapa geológico adjunto). Todos ellos se sitúan en la parte occidental de la provincia de Málaga, en la Serranía de Ronda (Fig. 1.4).

El ámbito de estudio se encuentra situado a 70 km al O de la ciudad de Málaga y a 9 km al S de Ronda. Comprende una extensión del orden de 113 km^2. No obstante, los afloramientos permeables ocupan una superficie de 45,2 km^2, de los que 38 km^2 corresponden a la sierra de Jarastepar y zonas próximas y 7,2 km^2 al sector de Las Viñas-Alto del Unicornio (Fig. 1.4). El área objeto de la presente investigación se encuentra recogida en las hojas Ubrique (1050), Ronda (1051), Cortes de la Frontera (1064) y Marbella (1065) del Mapa Topográfico Nacional a

escala 1:50000. Está limitada al N por la Depresión de Ronda, al S por el valle del Genal, al O por la sierra de Líbar y el río Guadiaro, y la Sierra de las Nieves por su borde oriental (Fig. 1.4).

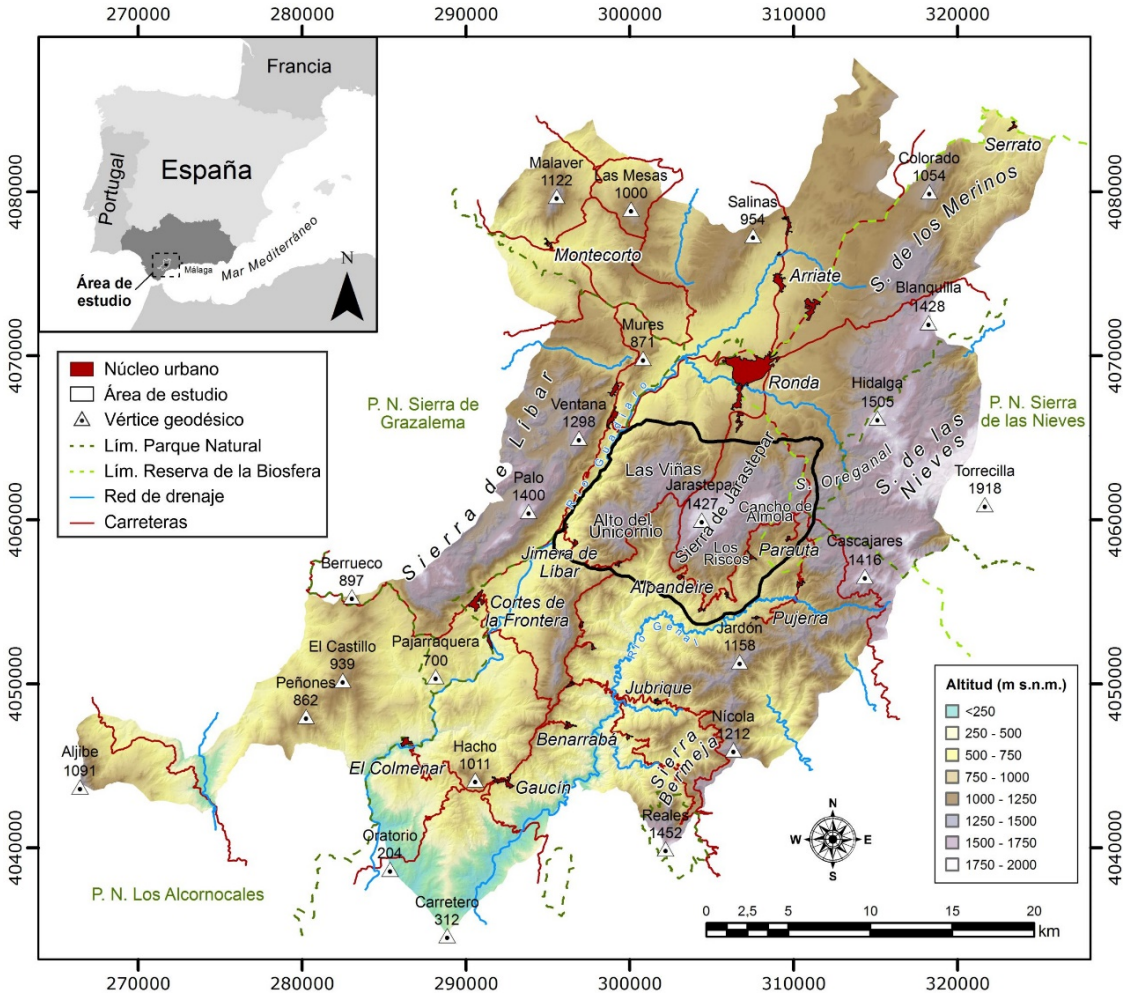


Figura 1.4. Localización geográfica del área de estudio dentro de la Serranía de Ronda

El área de estudio está formada por dos alineaciones montañosas subparalelas entre sí, constituidas por los macizos de Las Viñas y Alto del Unicornio, al O, y la sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de Almola, al E, con una orientación general NE-SO. Desde el punto de vista orográfico, presenta relieves escarpados rodeados por otros con pendientes menos pronunciadas. Las zonas más elevadas se encuentran en la parte central de los macizos y pierden altitud de manera progresiva hacia los bordes. Su máxima altitud es el pico Jarastepar, con 1427 m (Fig. 1.4). Las sierras tienen laderas muy escarpadas, que contrastan con áreas más llanas en las partes altas, cuyas pendientes suelen ser menores del 10 %.

El área de estudio forma parte de los términos municipales de Ronda (al N), Benaoján y Jimera de Líbar (al O), Atajate, Alpandeire, Faraján y Júzcar (al S) y Cartajima y Parauta (al E). Estos núcleos de población son de pequeña entidad, a excepción de Ronda, y se ubican en el borde de las sierras (Fig. 1.5).

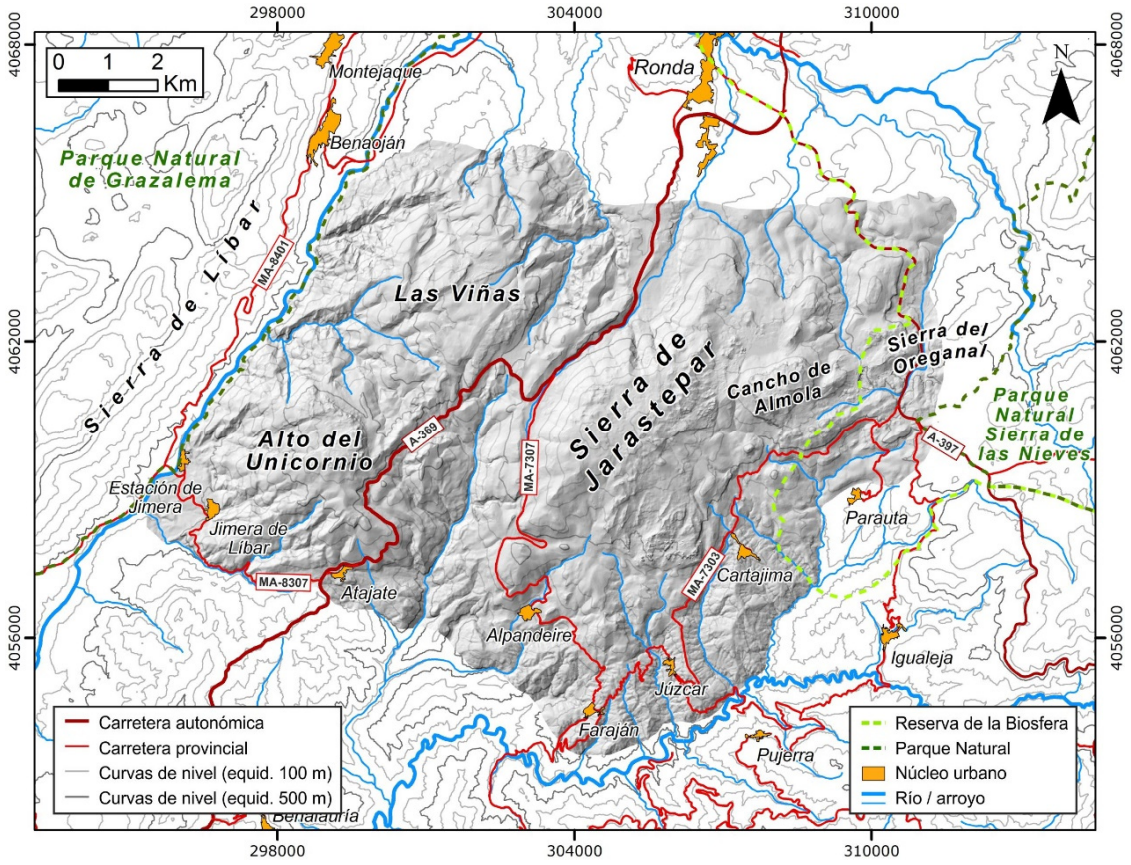


Figura 1.5. Características topográficas y vías de comunicación del área de estudio

El acceso a la zona se realiza por dos vías de comunicación principales (Fig. 1.5): carretera A-369 (Ronda - Campo de Gibraltar), que atraviesa de N a SO el área de estudio y permite llegar, desde Ronda, tanto al sector de Las Viñas y Alto del Unicornio como a la sierra de Jarastepar; y la carretera A-397 (Ronda-San Pedro de Alcántara) que proporciona el acceso desde la costa mediterránea a la parte oriental del área de estudio. En el desvío situado entre el km 11 y 12 de esta carretera se accede a la vía comarcal MA-7303, que recorre los municipios del borde sureste (Parauta, Cartajima, Júzcar, Faraján y Alpandeire). Por otro lado, la carretera MA-8401, que conecta Benaoján con Cortes de la Frontera, posibilita llegar a las poblaciones de Benaoján y Jimera del Libar por el O. Para adentrarse en las sierras es necesario circular por caminos rurales, públicos y privados.

1.3. Objetivos

Los objetivos que se pretenden alcanzar con la presente investigación son los siguientes:

1.- Definir los límites y geometría de los sistemas acuíferos existentes en los macizos carbonáticos de Las Viñas, Alto del Unicornio, sierra de Jarastepar y sectores adyacentes, a partir de información geológica e hidrogeológica actualizada.

2.- Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos definidos, durante el periodo de investigación, a partir de sus respuestas naturales: hidrodinámicas, hidrotérmicas, hidroquímicas e isotópicas y trazadores artificiales y ambientales.

3.- Cuantificar las entradas (recursos) y salidas medias anuales durante el periodo de investigación, mediante un balance hidrogeológico de cada uno de los sistemas definidos. Se consideran distintos métodos de evaluación de la recarga para determinar cuál es el más adecuado en el área de estudio.

4.- Contrastar la aplicabilidad de diferentes técnicas utilizadas en la investigación de acuíferos carbonáticos (hidroquímica, isótopos y trazadores) y analizar la potencialidad de cada una de ellas por separado y de manera conjunta.

5.- Avanzar en la comprensión de los procesos que ocurren en sistemas hidrogeológicos kársticos localizados en áreas geológicamente complejas.

1.4. Metodología

Para alcanzar los objetivos propuestos en el apartado anterior ha sido necesario la ejecución de trabajos de campo, laboratorio y gabinete.

1.4.1. Trabajos de campo

1.4.1.1. Reconocimiento del medio físico

Con objeto de mejorar la compresión sobre el contexto geológico del área de estudio se ha trabajado con más detalle en aquellas zonas que, por su geología, pueden tener mayores repercusiones hidrogeológicas. Para ello, se han efectuado reconocimientos geológicos en campo con la ayuda del profesor Agustín Martín Algarra (Universidad de Granada), experto conocedor de la geología de la región.

Se ha revisado y, en su caso, completado la cartografía geológica publicada previamente, sobre todo, en el contacto tectónico entre la Zona Interna y la Zona Externa. Además, se ha ampliado el inventario existente de fracturas (fallas y diaclasas) para el posterior análisis de fracturación. Con dicha información, así como la de las columnas litológicas disponibles de sondeos, se han realizado 8 cortes geológicos en los que se ilustra la estructura general y la geología de los relieves objeto de esta investigación.

Al mismo tiempo, se han hecho reconocimientos geomorfológicos con el fin de evaluar el grado de desarrollo del modelado kárstico, prestando mayor atención a las formas exokársticas de infiltración preferencial del agua (dolinas, uvalas, sumideros, simas y lapiaces). Esto ha permitido realizar un mapa geomorfológico general en el que se muestran las principales características del modelado exokárstico, dada la influencia de estas formas sobre el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos.

1.4.1.2. Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua a partir de estudios previos y de los trabajos efectuados en el marco de la presente investigación. Dicho inventario se ha ido actualizando a lo largo del periodo de control hidrogeológico.

1.4.1.3. Medidas y muestreo en la red de control

A partir de la base de datos de los puntos de agua, se seleccionaron los de mayor interés y/o estratégicamente situados atendiendo a las cotas de surgencia y a los registros históricos de caudal, con el fin de establecer la red de control hidrogeológico. Se han realizado medidas periódicas de parámetros físico-químicos *in situ* (caudal, conductividad eléctrica -CE-, temperatura y pH del agua). Además, se han efectuado muestreos de agua de lluvia, agua superficial y subterránea, para su posterior análisis químico (alcalinidad, iones mayoritarios, carbono orgánico total -COT- y fluorescencia natural) e isotópico ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$). También se ha muestreado el agua del suelo en una parcela experimental. En total, se han controlado, de forma regular, 6 puntos de muestreo de agua de lluvia, 7 manantiales y 2 puntos de muestreo de agua del suelo (a 30 y 60 cm de profundidad). No obstante, se han tomado medidas y muestras puntuales, a lo largo del periodo de estudio, en otros 28 manantiales, 9 arroyos y 2 sondeos.

Las medidas en la red de control se iniciaron en enero de 2014 y finalizaron en septiembre de 2017. La periodicidad de muestreo ha sido variable, desde horaria hasta mensual, ajustada a los objetivos de la investigación y a las condiciones hidroclimáticas existentes en cada momento.

Medidas de datos hidrometeorológicos

En el ámbito de estudio y zonas próximas existen estaciones pluviométricas y/o termométricas con registro histórico, pertenecientes a diferentes organismos públicos tales como la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). No obstante, la distribución de las estaciones es irregular y en algunas áreas, especialmente en las más elevadas, no se dispone de información meteorológica. Por ello, a partir de octubre de 2014, se instalaron dos estaciones meteorológicas automáticas completas de la marca *DAVIS*, modelo *Vantage Pro2*. Una de ellas se ubicó en el paraje de Los Riscos, a 983 m s.n.m., y otra en la parte alta de la sierra de Jarastepar, a 1317 m s.n.m. Además, se colocó un pluviógrafo de tipo *Hellman*, de la marca *EIJKELKAMP*, al E del macizo del Alto del Unicornio, a 981 m s.n.m., denominado El Almendral (véase situación en el capítulo 3). Las medidas de precipitación acumulada se registraron con periodicidad horaria, la misma con la que se registró la temperatura del aire, velocidad del viento y humedad en las estaciones meteorológicas automáticas. Sobre el soporte del pluviógrafo se diseñó una estructura para instalar un sensor de temperatura, marca *ODYSSEY®* (*temperature logger*), cuyo registro también fue horario.

Control del agua en el suelo

Con el fin de muestrear el agua del suelo se instalaron dos cápsulas de cerámica porosa, con longitudes de 30 y 60 cm (Fig. 1.6), en una parcela experimental situada en el centro de una dolina situada al S de la sierra de Jarastepar, a 1317 m s.n.m., al lado de una de las estaciones meteorológicas que se colocaron en el marco de esta investigación. Previo a la instalación, las cápsulas fueron sumergidas en agua desionizada durante 10 días. Durante este tiempo se hizo periódicamente el vacío en su interior y se fue retirando el agua que acumulaban para permitir el lavado de los poros. Algunos autores recomiendan el lavado previo con una solución de HCl 1N (Grover y Lamborn, 1970) para reducir la liberación y absorción de iones. Sin embargo, esta metodología de lavado fue desestimada en la presente investigación ya que su ejecución puede modificar las

concentraciones de nitratos (Jolivert y L´Hiver, 1980; Sánchez-Pérez y Morell, 1994).

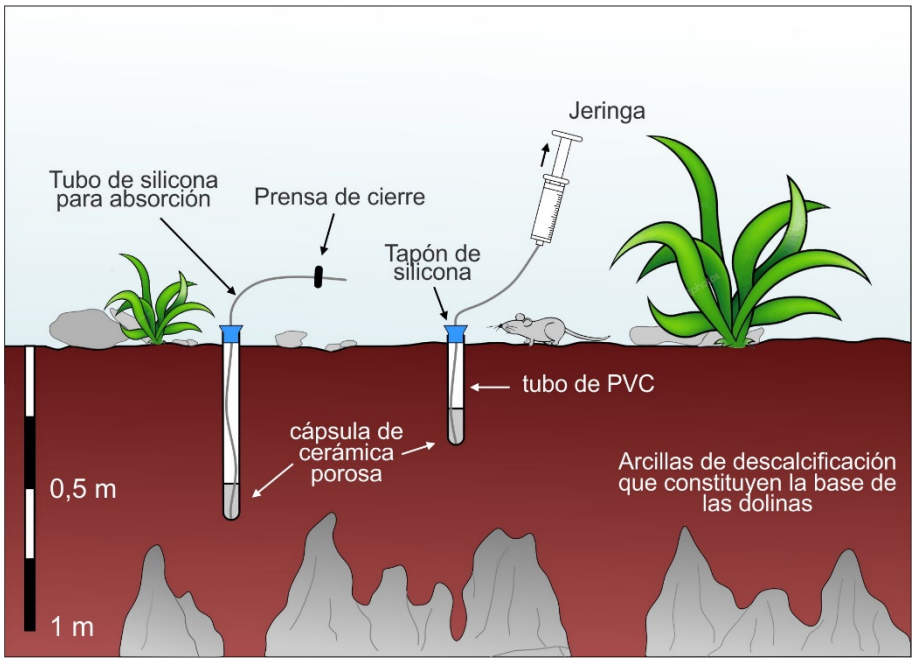


Figura 1.6. Modelo de instalación de cápsulas de cerámica porosa, a diferente profundidad, en el suelo de una dolina para el muestreo de agua en el suelo

Durante la instalación de las cápsulas en la parcela experimental se intentó conservar las condiciones naturales del suelo y garantizar el contacto total del tramo cerámico final con la arcilla del suelo. El vacío (presión negativa) se realizaba a partir de una bomba manual (*MityVac BA002*). La recogida de muestras se llevó a cabo durante los periodos de precipitación, mediante un tubo de silicona y una jeringa con capacidad para extraer el agua que cada cápsula había absorbido del suelo en los periodos previos.

Control del nivel piezométrico

En los afloramientos carbonáticos estudiados apenas existen sondeos. Las perforaciones inventariadas se localizan en la parte N y en el borde SE del área de estudio. De los 18 sondeos catalogados, cinco están emplazados en dolomías triásicas y dos en calizas jurásicas, de los cuales, solo en uno es posible el acceso y las mediciones de nivel con garantías (no se encuentra seco, sellado o instalado).

Control de caudales

Desde enero de 2014 a septiembre de 2017 se realizaron aforos periódicos en los principales manantiales incluidos en la red de control. Dicha labor se llevó a cabo con un micromolinete marca *OTT*, modelo *C2.* En el caso de caudales elevados, se utilizó un aforador químico, marca *MADD Tecnologies,* modelo *SalinoMADD* y sal común para efectuar las medidas de descarga. La periodicidad de los aforos ha estado comprendida entre varias veces al día, en condiciones de aguas altas en los manantiales de respuesta rápida, y mensuales, durante el estiaje del último año del periodo de estudio. Para el control hidrodinámico de algunos manantiales, tales como Arroyo del Agua y La Zúa (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria), fue necesario la ejecución de aforos diferenciales. En total se han realizado 748 aforos.

Los manantiales de Fuente Grande y La Zúa fueron equipados con sendas sondas electrocapacitivas de nivel de agua, de registro continuo, de la marca *ODYSSEY*® (*capacitance water level logger*). En el caso del manantial (sima) de Pozancón, se instaló un sensor compacto marca *OTT*, modelo *ecoLog 800*, capaz de almacenar de manera simultánea datos del nivel de agua, temperatura del agua y conductividad eléctrica. En todos los casos, la periodicidad de registro de los equipos fue horaria, con objeto de disponer de datos precisos y obtener las correspondientes curvas de gastos. Los manantiales de Charco y Huertos también fueron equipados inicialmente con sondas electrocapacitivas. Sin embargo, los datos registrados en dichos puntos no se han utilizado en esta memoria por falta de calidad en el registro obtenido.

Medidas de parámetros físico-químicos

Se han medido, *in situ,* los valores de conductividad eléctrica, temperatura y pH de las aguas de los principales manantiales, con la misma periodicidad con la que se han realizado las medidas de caudal. Estas mismas medidas se han realizado en cada uno de los puntos de agua (manantiales) visitados en el área de estudio, aunque no pertenecieran a la red de control principal. Los equipos de medida portátiles que se han utilizado son: un conductivímetro con termómetro, marca *WTW*, modelo 315i y un pH-metro marca *HACH,* modelo HQ40D. La precisión de los instrumentos ha sido: ±1 µS/cm, ±1 °C y ±0,01 unidades de pH, respectivamente. Estos aparatos de medida fueron calibrados regularmente, en el caso del conductivímetro, y previo a cada campaña de campo, en el caso del medidor

de pH. Los valores de conductividad eléctrica se han medido a una temperatura de referencia de 20 °C, mientras que los patrones de calibración de pH consistieron en disoluciones de 4,01 y 7,01 unidades.

Además, se instalaron 5 equipos de registro continuo de conductividad eléctrica y temperatura del agua con periodicidad de medida horaria. Los manantiales de Fuente Grande, Charco y Huertos se dotaron de equipos de la marca *ONSET HOBO datalogger*, modelo U20-001. En el manantial de La Zúa se instaló un conductivímetro marca WTW, modelo 340, con una capacidad de almacenamiento de 800 datos. El registro continuo de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el interior de Pozancón se ha realizado con el sensor compacto marca *OTT*, modelo *ecoLog 800* (el mismo que mide las variaciones de nivel de agua). El funcionamiento correcto de los equipos de registro continuo se comprobó comparando con las medidas puntuales de conductividad eléctrica y temperatura del agua llevadas a cabo regularmente. La duración del periodo de control horario es diferente según los manantiales considerados. Así, el punto de descarga de Pozancón cuenta con el registro más extenso y totalmente completo (octubre 2014 - septiembre 2017), mientras que en los demás manantiales se instalaron los equipos con posterioridad al inicio de la investigación o las series de datos de parámetros físico-químicos cuentan con periodos sin datos a causa de fallos de funcionamiento (Mudarra *et al.*, 2015).

Muestreo de aguas

El procedimiento y la frecuencia de muestreo han sido diferentes según el tipo de agua (de lluvia, de suelo o subterránea) y la determinación analítica para la que se recogieron. En cualquier caso, se evitó siempre la introducción de burbujas de aire en las botellas y se procuró su traslado y conservación en frío hasta su análisis. En total se han recogido 1491 muestras de agua, distribuidas como se detalla a continuación.

Agua de precipitación: se han tomado 226 muestras de agua de lluvia en 6 puntos situados a diferente altitud y distribuidos estratégicamente en el área de estudio. La periodicidad del muestreo, en este caso, ha estado condicionada por la distribución temporal de las precipitaciones que tuvieron lugar entre octubre de 2014 y septiembre de 2017. El agua de lluvia se ha acumulado en botellas de politereftalato (PET) de 1,5 litros, sobre las que se colocaba con precinto un embudo de 20 cm de diámetro, cubierto con una malla con urdimbre de 8 hilos/cm^2,

para evitar que pudieran entrar insectos, restos vegetales o cualquier elemento ajeno al agua de lluvia que alteraran la muestra. Con objeto de reducir la evaporación y el consecuente fraccionamiento isotópico, se añadió aceite de parafina ligera a la botella. El agua acumulada en estos recipientes ha sido posteriormente extraída con una jeringa, filtrada y transferida a las botellas de cristal de topacio. De las muestras de agua recogidas se seleccionaron 196 para las determinaciones isotópicas ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$).

Agua en el suelo: el muestreo de agua en el suelo se ha llevado a cabo únicamente durante los meses en los que las precipitaciones han sido abundantes, entre febrero de 2015 y marzo de 2017. En total se han recogido 65 muestras. El volumen de agua obtenido en cada muestreo ha sido variable como consecuencia del estado previo de saturación del suelo, por lo que se ha realizado en botellas de cristal de topacio de distinto tamaño, en función de la cantidad de agua disponible, con el fin de minimizar la existencia de burbujas de aire.

Aguas subterráneas: desde enero de 2014 a septiembre de 2017 se tomaron 1120 muestras de agua subterránea (Fig. 1.7), principalmente en los manantiales de la red de control establecida (970 muestras), junto con otras surgencias localizadas en el área de estudio (150 muestras). A continuación, se detallan las condiciones y características de los muestreos destinados a cada tipo de parámetro.

-Las muestras de agua subterránea recogidas para los análisis de alcalinidad, mayoritarios, carbono orgánico total (COT), fluorescencia natural y $\delta^{13}C$ se tomaron en frascos de cristal de topacio esterilizados de 125 ml. La frecuencia de muestreo ha sido la misma que la de las medidas, *in situ,* de los parámetros físico-químicos y del caudal.

-Las muestras para la determinación de isótopos del agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$*)* se han tomado en viales de cristal de 2 ml, previamente filtradas con papel de filtro MILLIPORE de 0,45 µm. La frecuencia de muestreo ha sido la misma que la del análisis de mayoritarios.

-Para la determinación de isótopos de azufre se hizo una campaña de muestreo en mayo de 2016, con el fin de constatar el origen de los sulfatos disueltos en las aguas ($\delta^{34}S_{SO4}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$) que son drenadas por los manantiales más mineralizados de la red de control (Huertos, Charco y La Zúa). Las muestras de agua se recogieron en botellas de PET de 0,5 litros y se acidificaron hasta pH=2

con ácido nítrico. El análisis tuvo lugar en los laboratorios de los Centros Científicos y Tecnológicos de la Universidad de Barcelona (CCiTUB).



Figura 1.7. Muestreo de agua para la determinación de alcalinidad, iones mayoritarios, fluorescencia natural, $\delta\,^{18}O$, $\delta\,^{2}H$ y $\delta\,^{13}C$ y medida de parámetros físico-químicos en: (A) manantial de Fuente Grande (Estación de Jimera de Líbar) y (B) surgencia de La Zúa (Júzcar)

-El muestreo y determinación, *in situ*, de la actividad del gas ^{222}Rn disuelto en agua se ha realizado con un espectrómetro de partículas α portátil, marca *AlphaGUARD (SAPHYMO)*, modelo PQ2000 PRO, acoplado a *AquaKIT* y *AlphaPUMP* (Fig. 1.8), siguiendo el método de Schubert *et al.* (2006). *AquaKIT* es un dispositivo formado por dos recipientes de vidrio que permite, con ayuda de una bomba de diafragma (*AlphaPUMP*), desgasificar la muestra de agua y hacer circular el ^{222}Rn por un circuito cerrado, midiendo la actividad del gas en un contador de partículas. El límite de detección (proporcionado por el fabricante) es del orden de 0,1 Bq/l.

Se han realizado 9 campañas de muestreo en las que se ha analizado el ^{222}Rn presente en un total de 50 muestras de agua subterránea de distintos manantiales (Fig. 1.9). En la mayoría de los casos, las determinaciones se han realizado directamente en el campo. Cuando esto no ha sido posible, se ha recogido la muestra en botellas de cristal de topacio de 250 ml, sin burbuja de aire y cerradas herméticamente con papel *parafilm* de poro fino y tapón, para su análisis en el laboratorio justo al regresar del campo.

Antes de cada medida se llevó a cabo un procedimiento de limpieza del circuito colocando, entre el dispositivo de desgasificación y el de seguridad, un filtro de carbón activo (de 1000 cm^3) de volumen y haciendo circular un flujo de aire a través del circuito con una velocidad de 0,5 l/min. Para las determinaciones *in situ,*

la muestra se recogía con una jeringa de 100 ml directamente en el punto de surgencia, evitando en todo momento que sufriera desgasificación, y se introducía en el dispositivo de medida para la determinación de su actividad (Bq/m^3, en equilibrio con el agua). En este caso la velocidad de flujo era de 0,3 l/min y el tiempo de medición 20 minutos.

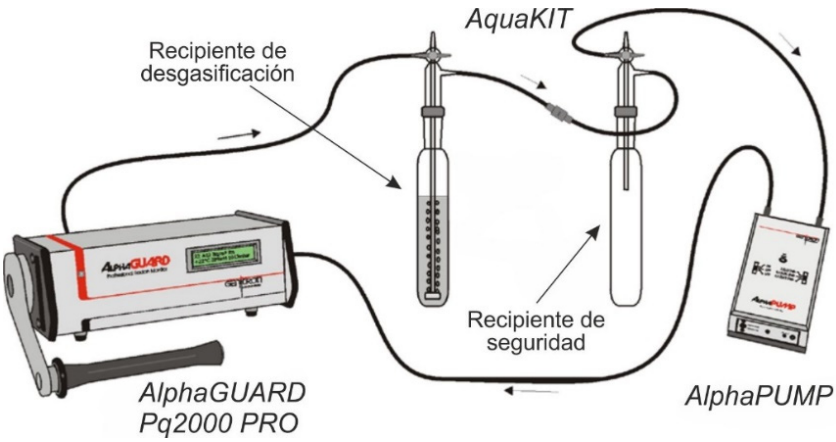


Figura 1.8. Esquema del dispositivo portátil utilizado para la determinación de ^{222}Rn en aguas subterráneas



Figura 1.9. (A) Muestreo de agua subterránea para la determinación in situ de ^{222}Rn en el manantial de La Zúa (Júzcar). (B) Dispositivo portátil para la determinación de ^{222}Rn

-El muestreo de gases nobles se llevó a cabo mediante el procedimiento utilizado por Sültenfuß *et al.* (2011) y Visser *et al.* (2014), que consiste en bombear agua a través de una manguera, preferiblemente transparente para comprobar que no se generan burbujas de aire en ella, conectada a un tubo de cobre con una capacidad de 40 ml que queda cerrado de forma hermética a partir de dos prensas de tornillo ubicadas en los extremos (Fig. 1.10). En este caso, se utilizó una bomba eléctrica sumergible de 12v, marca *WATERRA*, modelo Twister, y una manguera

de 1 m de policloruro de vinilo (PVC). Se llevaron a cabo 3 campañas de muestreo en los manantiales con el agua más mineralizada del área de estudio, tanto en aguas altas (diciembre de 2016), intermedias (octubre de 2014) y bajas (agosto de 2015), durante las que se recogieron un total de 9 muestras.



Figura 1.10. Muestro para la determinación de gases nobles en: (A) manantial de Huertos (Alpandeire) y (B) surgencia de La Zúa (Júzcar)

- El muestreo para la determinación de tritio (^{3}H) y radiocarbono (^{14}C) se realizó en ambos casos en botellas de PET de 1 litro, con el agua tomada directamente del punto de surgencia. Se hicieron 3 campañas de muestreo de tritio (^{3}H) en diferentes condiciones hidrodinámicas (octubre de 2014, agosto de 2015 y diciembre de 2016) y una de radiocarbono ^{14}C (octubre de 2016). Se recogieron 10 muestras de agua subterránea para el análisis de tritio, de las cuales 9 fueron tomadas de manera simultánea a las de gases nobles, con el fin de poder aplicar la técnica de datación $^{3}H/^{3}He$, que se explica en el capítulo 9 de esta memoria. También se tomaron 2 muestras de agua de lluvia en octubre de 2015 y enero de 2016, respectivamente, durante eventos de recarga importantes, para poder determinar la señal de entrada de tritio.

-El muestreo para la determinación de halocarbonos (CFC) y hexafluoruro de azufre (SF_6) se ha llevado a cabo según las directrices de la Agencia Internacional de la Energía Atómica (IAEA). Esta metodología de muestreo debe realizarse de manera estricta para evitar la contaminación, tanto de origen atmosférico como la que puede tener lugar a partir de materiales con capacidad para la acumulación y liberación de CFC (Busenberg *et al.*, 2006). Para ello, se sumergió un extremo de un tubo de viton (fluoroelastómero), ya que es el polímero más fiable para evitar la contaminación de la muestra, en el punto de surgencia de los manantiales muestreados. El otro extremo se conectó a una cápsula de acero inoxidable, con

capacidad de 500 ml y dos válvulas de cierre (Labasque *et al.*, 2014b), que a su vez estaba unida a una bomba peristáltica (automuestreador HACH, modelo sigma 900), para evitar en todo momento la generación de burbujas de aire (Fig. 1.11). Tras accionar la bomba, la cápsula se llenaba de agua que sólo había estado en contacto con el tubo de viton y se cerraban las válvulas comprobando previamente que no existía aire en el interior de dicha cápsula. En total, se tomaron 6 muestras para la determinación de CFC, de las que 3 fueron también sometidas al análisis del contenido en SF_6.



Figura 1.11. Dispositivo de muestreo para la determinación de CFC y SF_6 en el manantial de Huertos (Alpandeire)

1.4.1.4. Ensayos de trazadores artificiales

Se han realizado 5 ensayos con trazadores fluorescentes en el marco de la presente investigación. Todos ellos se llevaron a cabo en la parte oriental del área de estudio (sierra de Jarastepar, Los Riscos, Cancho de Almola y sectores adyacentes).

El primero, efectuado en la sierra de Jarastepar en noviembre de 2015 (De la Torre *et al.*, 2017; Barberá *et al.*, 2017), consistió en un ensayo con dos trazadores (eosina y piranina) vertidos sobre calizas jurásicas. En el segundo sólo se utilizó uranina, que se inyectó en el sumidero situado al N del Cancho de Almola, en mayo de 2016. En noviembre de 2016 se realizó el tercer ensayo, en el cual se utilizaron 3 trazadores (sulfo-rodamina B, sodio-naftionato y tinopal) inyectados en dos sumideros kársticos y un sondeo, situados en el Cancho de Almola, paraje de Los Riscos e inmediaciones de Cartajima, respectivamente. El cuarto ensayo se

desarrolló a principios de marzo de 2018 y en él se utilizaron 3 trazadores (uranina, eosina, amino-rodamina-B), los cuales fueron inyectados en zonas de infiltración preferencial, situadas al N de Parauta y en el paraje de Los Riscos (Cartajima-Júzcar). Para el quinto y último ensayo, realizado a mediados de marzo de 2018, se utilizaron 2 trazadores (sulfo-rodamina B y piranina) y la inyección tuvo lugar en un tramo perdedor del arroyo Bolones y en un sumidero al NE de Parauta.

Todos los ensayos se desarrollaron en condiciones de aguas intermedias-altas. Con ellos se pretendía demostrar, de manera cuantitativa, las posibles conexiones hidrogeológicas existentes entre los puntos de inyección y los manantiales, determinar el orden de magnitud de las velocidades del flujo subterráneo y establecer los límites de los acuíferos, así como profundizar en el conocimiento hidrogeológico de los mismos. El control de la fluorescencia artificial se realizó mediante la recogida de muestras de agua de los manantiales que se establecieron en cada ensayo, así como de arroyos ganadores susceptibles de aportar valores positivos en dichas sustancias trazadoras. Las muestras se recogieron en botellas de cristal de topacio, de 60 ml, que se aislaron de la luz solar para evitar la fotodegradación y se conservaron en lugares frescos antes de su posterior análisis en el laboratorio. De manera complementaria, en algunos de los ensayos se instaló un automuestreador marca *HACH*, modelo sigma 900 y dos fluorímetros de campo de la marca *GGUN-FL30*, fabricados por ALBILLIA SARL (Neuchâtel, Suiza), que permitieron obtener un registro continuo (cada de 10 minutos) de la concentración de trazador en el agua. En total, se recogieron 1377 muestras de agua, de las cuales 1218 pertenecieron a aguas subterráneas y 159 a superficiales.

El procedimiento analítico completo y el procesado de las muestras, junto con la interpretación de los resultados, se detalla en el capítulo 5 de esta memoria.

1.4.2. Trabajos de laboratorio

Las labores desempeñadas en este ámbito han consistido en el análisis químico, isotópico y fluorométrico de las muestras recogidas previamente en el campo. Dichas determinaciones se han llevado a cabo, principalmente, en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). No obstante, en algunos casos se ha recurrido a laboratorios externos por falta de instrumentación específica (^{14}C, ^{3}H, gases nobles, CFC, SF_6 y ^{34}S).

1.4.2.1. Análisis químicos

La determinación de los iones mayoritarios (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, NO_3^- y SO_4^{2-}), además de F^-, fue obtenida mediante dos cromatógrafos iónicos de alta presión (METROHM® 930 Compact IC Flex -cationes- y 881 Compact IC Pro -aniones-, con un automuestreador acoplado, modelo 858), cuya precisión es del orden del 2 %. Para el análisis de cationes se utilizó una columna METROSEP C3-250/4.0, a una temperatura de 40 °C, un flujo del eluyente de 0,9 ml/min y un tiempo de adquisición de 30 min. En el caso de los aniones, se usó una columna METROSEP A SSUP7-250/4.0, a una temperatura de 45 °C, un flujo del eluyente de 0,7 ml/min y un tiempo de adquisición de 36 min.

La alcalinidad total (HCO_3^-) fue determinada por valoración con H_2SO_4 0,02N para un volumen de muestra de 50 ml, hasta alcanzar un pH de 4,5, mediante un equipo METROHM® 888 Titrando acoplado a un automuestreador, modelo 815 Robotic USB Processor XL.

La concentración de Carbono Orgánico Total (COT) se midió con un analizador de carbono SHIMADZU® V-TOC. El procedimiento consistió en la combustión de la muestra de agua, a una temperatura de 900 °C para eliminar la fracción orgánica de C, y posterior acidificación mediante HCl 2 M, con objeto de atacar al carbono inorgánico. El CO_2 liberado en los procesos es medido por un detector de infrarrojos. El CO_2 proveniente de la materia orgánica se determina por diferencia entre el CO_2 total y CO_2 producto de la acidificación (COT = NPOC - IC).

1.4.2.2. Determinaciones espectrofluorométricas

El análisis fluorométrico de las aguas subterráneas analizadas fue llevado a cabo en el laboratorio mediante el uso de un espectrofluorímetro marca PERKIN-ELMER, modelo LS-55. Esta técnica se usó con el objetivo de determinar la fluorescencia natural de los compuestos orgánicos disueltos en las aguas subterráneas y también para analizar la presencia y concentración de sustancias colorantes fluorescentes utilizadas como trazadores artificiales.

La determinación de la fluorescencia natural se ha realizado en las muestras de agua subterránea y de agua de suelo recogidas entre enero de 2014 y septiembre de 2017. El análisis ha consistido en un escaneo simultáneo de longitudes de onda de excitación (de 200 a 350 nm) y emisión (de 250 y 550 nm), con una abertura del

detector (*slit*) de 5 nm, a intervalos de 5 nm y una velocidad de escaneado de 500 nm/min. El software utilizado por el equipo de medida es el FL WINLAB, a partir del cual se obtuvieron las matrices de excitación-emisión (MEE) de un total de 64 muestras, de manera que se pueden identificar una serie de picos de intensidad máxima (Fig. 1.12), asociados a componentes orgánicos concretos, que aparecen en longitudes de onda de excitación y emisión características:

-Pico A (ácido húmicos y proteínas): $220 < (\lambda_{Ex}) < 260$ nm; $400 < (\lambda_{Em}) < 450$ nm

-Pico C (ácidos fúlvicos): $300 < (\lambda_{Ex}) < 250$ nm; $400 < (\lambda_{Em}) < 460$ nm

-Pico T_1 (aminoácidos -triptófano-): $270 < (\lambda_{Ex}) < 295$ nm; $330 < (\lambda_{Em}) < 380$ nm

-Pico T_2 (aminoácidos -triptófano-): $210 < (\lambda_{Ex}) < 240$ nm; $330 < (\lambda_{Em}) < 380$ nm

-Pico B (tirosina): $210 < (\lambda_{Ex}) < 230$ nm; $305 < (\lambda_{Em}) < 320$ nm

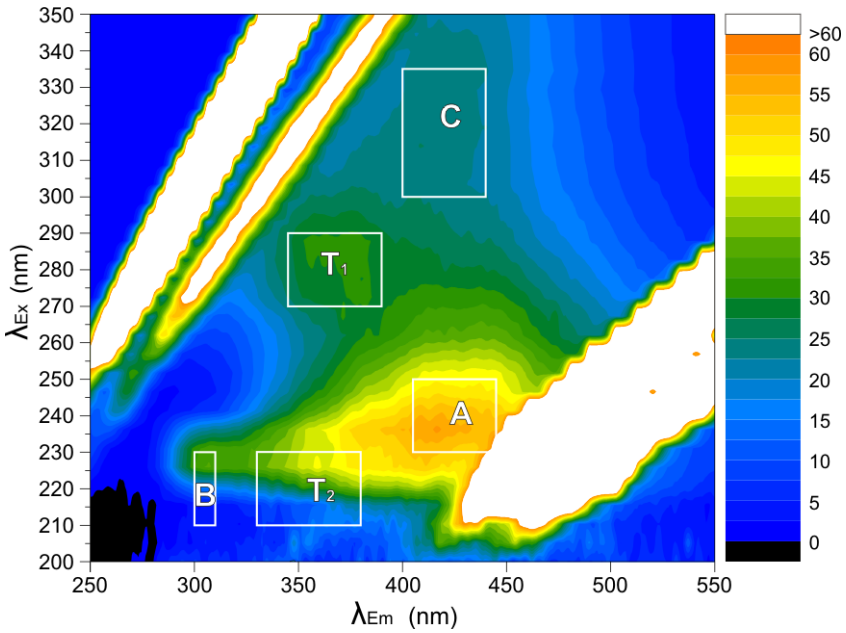


Figura 1.12. Matriz de excitación-emisión (MEE) generada a partir de técnicas espectrofluorométricas. Presenta la localización de los picos de intensidad máxima que se detectan comúnmente en aguas subterráneas y del suelo. Tomado de Mudarra *et al.*, (2011)

La determinación de los trazadores artificiales fluorescentes y su intensidad en las muestras de agua (superficiales y subterráneas) se han llevado a cabo mediante el mismo equipo (PERKIN-ELMER) que la fluorescencia natural. Sin embargo, este tratamiento se ha adaptado en función del marcador disuelto en agua a partir de un módulo específico denominado PEAK HEIGTH, ya que cada trazador presenta una longitud de onda determinada. Las curvas de calibración necesarias

para la transformación de intensidad a concentración fueron realizadas en el laboratorio con los mismos trazadores (marca y referencia) que se utilizaron para las inyecciones en el campo.

1.4.2.3. Análisis de isótopos estables

Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua han sido medidos mediante un analizador isotópico compacto de la marca PICARRO (Sunnyvale CA, USA), modelo CRDS L1102-i con automuestreador, idéntico al descrito por Gupta *et al.*, (2009). El procesado de los datos brutos se ha realizado con el software CHEMCORRECT, desarrollado por la compañía suministradora del equipo. La metodología consiste en la realización de seis medidas de ambos parámetros para cada muestra; las tres primeras sirven para eliminar el posible "efecto memoria" que pueda tener el equipo de la muestra inmediatamente anterior y con los tres últimos se hace una media que será el valor isotópico final. En la programación del análisis se incluyen patrones de calibración proporcionados por la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA) para un control de la deriva del equipo. La precisión de las medidas es de ±0,1 ‰ para $\delta^{18}O$ y ±1 ‰ para $\delta^{2}H$.

En el análisis del $\delta^{13}C$ se ha utilizado un equipo isotópico compacto marca PICARRO, modelo G1111-i, acoplado a un analizador Aurora 1030 de oxidación del COT (Hartland *et al.*, 2012). El método de análisis de $\delta^{13}C$ se basa en la adición de ácido fosfórico a las muestras, de manera que el CO_2 que libera la reacción del ácido con el carbono inorgánico es medido por el equipo. Los valores obtenidos están expresados en tanto por mil en relación con el PDB (*Pee Dee Belemnite*); las desviaciones estándar son del 0,5 ‰, basadas en las mediciones repetidas de los patrones internos. Para el control del funcionamiento del equipo, en la secuencia de muestras se incluyen patrones conocidos de $NaHCO_3$, $KHCO_3$ y sucrosa ($C_{11}H_{22}O_{11}$). El procesado de los datos se realizó a partir de una hoja de cálculo programada *ad hoc*.

Las muestras de agua recogidas para el análisis isotópico de los sulfatos disueltos en agua ($\delta^{34}S_{SO4}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$) se enviaron a la Universidad de Barcelona. Estas muestras tuvieron un pretratamiento que consistió en la precipitación del sulfato disuelto (SO_4^{2-}) como sulfato de bario ($BaSO_4$), a partir de la adición de una disolución concentrada de $BaCl_2$ (50 g/l). La determinación de $\delta^{34}S_{SO4}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$ se

llevó a cabo con un espectrómetro de masas de relación isotópica (IRMS, THERMOFISHER Delta plus XP).

1.4.2.4. Análisis de isótopos radiactivos y gases nobles

Los análisis de tritio (^{3}H), gases nobles (^{3}He, ^{4}He y Ne), ^{14}C y clorofluorocarbonos (CFCs) se han realizado en los laboratorios del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Bremen (Alemania).

Para estimar la edad de las aguas subterráneas por el método del $^{3}H/^{3}He$ se necesita analizar parámetros como ^{3}H, ^{3}He, ^{4}He y Ne. Además, los contenidos en ^{3}H y ^{4}He aportan información del tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el medio. Estas determinaciones se han llevado a cabo por técnicos especialistas en la sección de espectrometría de masas del Laboratorio de Isótopos de Helio del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Bremen. Para su análisis, las muestras se introducen en una unidad de separación. En una primera trampa (-140 °C) se retiene el vapor de agua y en la segunda (-248 °C) el resto de gases que puedan interferir en la detección. A continuación, una fracción de vapor de agua se deriva a un espectrómetro de masas cuadrupolo (QMS) que mide la concentración de helio y neón, mientras que el vapor remante se recoge en una tercera trampa (-258 °C), donde rápidamente se eleva la temperatura (-228 °C) para que pueda liberar el resto de helio y neón hacia un espectrómetro de masas de sector magnético (SMS), en el que se miden las concentraciones de ^{3}He, ^{4}He y ^{20}Ne.

La determinación del contenido en tritio se ha realizado a partir del ^{3}He tritiogénico, originado a partir de la desintegración radiactiva del tritio presente en cada muestra de agua, lo que ha permitido calcular la concentración inicial del isótopo de hidrógeno, aplicando un periodo de semidesintegración $t_{1/2} = 12{,}32$ años (Lucas y Unterweger, 2000). Para ello, se colocaron 500 ml de cada muestra en ampollas de vidrio de 1 litro y se extrajo todo el helio disuelto a partir de la aplicación de calor y agitación durante 30 minutos. Posteriormente, estas ampollas se sellaron y almacenaron el tiempo suficiente (6 meses aproximadamente) como para producir el ^{3}He necesario para ser detectado por el equipo. La descripción de los equipos utilizados y el procedimiento analítico completo están detallados en Sültenfuß *et al.* (2009). La concentración de los gases nobles se expresa en cm^3/kg, en condiciones estándar de temperatura y presión (ccSTP/kg), y el contenido de tritio en unidades de tritio (UT), que corresponde a la relación natural de $^{3}H/^{1}H$ en

la atmósfera (10^{-18} = 6,68 · 10^6 átomos/kg). La precisión en la determinación de la relación natural de $^3He/^4He$ y en las concentraciones de helio y neón son superiores a ±0,4 y ±0,8 %, respectivamente.

Para la determinación del ^{14}C en las muestras de agua subterránea se utilizó la técnica de espectrometría de masas con aceleradores (AMS) en los laboratorios de la empresa Beta Analytic (Miami, EEUU). El análisis consiste en oxidar a CO_2 el carbono que contiene la muestra por combustión a 800 °C en una atmósfera con 100 % de oxígeno. El CO_2 generado es reducido en una reacción de grafitización sobre una catálisis de cobalto, de manera que el grafito obtenido es medido con AMS, en un acelerador de partículas, mediante una fuente de iones por pulverización catódica (SNICS, *Source of Negative Ions of Cesium Sputtering*).

El resultado obtenido es expresado como la relación $^{14}C/^{13}C$, relativa al ácido oxálico II (NIST-4990C) y como la actividad radioactiva en equilibrio del ^{14}C en la atmósfera (*percentage of moderm carbon*; pmC), igual a 0,23 Bq/g_c (Kalin, 1999). El error estándar de dicha determinación es de ±1pmC.

1.4.2.5. Análisis de clorofluorocarbonos y hexafluoruro de azufre

Las determinaciones de los clorofluorocarbonos (CFC-11 -CCl_3F- y CFC-12 -CCl_2F_2-) y el hexafluoruro de azufre (SF_6) fueron realizados en el mismo laboratorio que el tritio (Universidad de Bremen). Para su análisis, se introduce en un *stripper* un volumen conocido de muestra, donde se burbujea el gas portador (N_2 purificado) para que se produzca la desorción de los gases disueltos. Tras atravesar un deshumificador, el flujo entra en una trampa que se encuentra a -52 °C, que eleva rápidamente su temperatura (a 110 °C en 20 segundos) para permitir la inyección de los CFCs en el cromatógrafo de gases, donde los compuestos orgánicos halogenados son separados en una columna de relleno y, por último, introducidos en el detector de captura de electrones (Gil-Márquez, 2018). La precisión de medida para el CFC-11 y el CFC-12 es ±0,6 %, y el límite de detección es 0,002 pmol/kg en ambos casos. Una descripción detallada de la metodología empleada se puede consultar en Bulsiewicz *et al.* (1998).

1.4.3. Trabajos de gabinete

1.4.3.1. Recopilación bibliográfica

Se han recopilado y analizado trabajos de investigación científica (artículos de revistas de impacto, capítulos de libro, informes, etc.) relacionados con los condicionantes del desarrollo de los sistemas kársticos en general y con las metodologías para estudios hidrogeológicos utilizadas por otros investigadores en este campo. Esto se ha realizado mediante el sistema de publicaciones electrónicas de la Universidad de Málaga. Además, se han recopilado tesis doctorales y libros que tratan sobre la investigación hidrogeológica (hidrodinámica, hidrogeoquímica, isótopos, trazadores ambientales y artificiales, etc.) en acuíferos carbonáticos.

En relación con el área de estudio se han examinado publicaciones que hacen referencia a sus características geológicas (estratigráficas y estructurales) e hidrogeológicas generales. Dicha información se ha obtenido de tesis doctorales, así como de los informes y publicaciones elaboradas por diversos organismos públicos como el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la Universidad de Málaga (UMA), o la Asociación Andaluza de Exploraciones Subterráneas (AAES).

1.4.3.2. Recopilación y actualización de datos geológicos y estructurales

El conocimiento geológico fue completado considerando la información disponible de los sondeos perforados en el área de estudio. Las actualizaciones (contactos estratigráficos, buzamientos, fallas, etc.) fueron digitalizadas usando el software ArcGIS 10.3 (ESRI). A partir de esta información se realizaron 8 cortes geológicos-hidrogeológicos con el fin de ilustrar la estructura general y geometría de los sistemas acuíferos estudiados.

1.4.3.3. Recopilación de datos meteorológicos

Se han compilado series climáticas (temperatura y precipitación) de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA) y de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), ya que ambos organismos presentan estaciones meteorológicas en los bordes del área de estudio. Se ha dispuesto de un total de 9 estaciones que han proporcionado registros históricos de precipitación (9 estaciones) y temperatura (6 estaciones). Además, se ha contado con datos horarios de ambas variables procedentes de las dos estaciones automáticas y del pluviógrafo que han sido instalados en el marco de la presente investigación.

1.4.3.4. Recopilación de datos de hidrogeológicos

La información hidrogeológica proporcionada por el IGME ha consistido en series de datos de caudal bianuales de algunos de los principales manantiales del área de estudio. No se dispone, en cambio, de datos de nivel piezométrico en los sondeos inventariados. Existen registros puntuales de caudal de las surgencias de Fuente Grande [M-14], Huertos [M-59], Charco [M-73] y La Zúa [M-75] (véase su situación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria).

1.4.3.5. Análisis y tratamiento de los datos

Climatología

Las series de datos de las estaciones meteorológicas del área de estudio o zonas adyacentes se han completado y se ha comprobado si presentan errores. Para ello se ha realizado una correlación lineal entre las diferentes series y se ha aplicado el método de las dobles masas. El análisis espacial de la precipitación se ha llevado a cabo a partir de mapas de isoyetas en diferentes condiciones hidrológicas (año seco, húmedo y medio). La caracterización climática del área de estudio se ha completado con el análisis de la evolución temporal de la pluviometría.

Datos hidrodinámicos

A partir de los datos de caudal obtenidos en los aforos puntuales y del registro continuo de la descarga se han elaborado las correspondientes curvas de gastos y los hidrogramas, y se han calculado parámetros estadísticos de los principales manantiales del ámbito de estudio. Esto ha permitido caracterizar de manera cualitativa (morfología de los hidrogramas) y semicuantitativa (tiempos de crecida y base) las respuestas hidrodinámicas de las surgencias consideradas. Además, se ha hecho un tratamiento cuantitativo según la metodología propuesta por Mangin (1970; 1975), basada en el análisis de la curva de recesión, para el estudio de los manantiales kársticos (Fig. 1.13.A). Dicha curva se puede separar en dos tramos: el primero correspondería a la decrecida y ocurre cuando el caudal disminuye de forma más rápida, y el segundo pertenece al periodo de agotamiento, en el que el caudal decrece lentamente, de forma exponencial. El análisis de cada una de estas curvas permite caracterizar el drenaje de la zona no saturada (curva de decrecida) y de la zona satura del sistema (curva de agotamiento). A partir del tratamiento matemático de ambos tramos es posible obtener los parámetros ***i*** y ***k***

(Mangin, 1970; 1975). El primero es indicativo de la forma de la decrecida, de modo que si está comprendido entre 0,5 y 1 se trataría de un sistema complejo y de grandes dimensiones; si se encuentra en un rango entre 0,25 y 0,5, el sistema presenta retraso en los aportes; y si es menor de 0,25, la red de drenaje tiene un buen grado de desarrollo. El parámetro ***k*** se relaciona con la importancia de la zona saturada y la capacidad de regulación de la que dispone el acuífero. Así, cuanto mayor es k, mayor será el poder regulador del sistema y, por tanto, mayor es la importancia relativa de la zona saturada en la amortiguación de las crecidas. Según Mangin (1970; 1975), si k está comprendido entre 0,5 y 1, el sistema es similar al de un medio poroso, mientras que si es inferior a 0,5 se trataría de un sistema kárstico, con un bajo poder regulador.

Según los valores de k e i obtenidos, Mangin (1970, 1975) estableció una propuesta de clasificación de los sistemas acuíferos en la que se distinguen 5 dominios (Fig. 1.13.B).

-Dominio I ($k < 0{,}1$; $i < 0{,}25$): corresponde a acuíferos muy karstificados, sobre todo en la zona saturada, con una red de drenaje muy bien desarrollada.

-Dominio II ($0{,}1 < k < 0{,}5$; $i < 0{,}25$): característico de sistemas similares a los del dominio 1 pero con mayor poder de regulación, como consecuencia de una zona saturada importante.

-Dominio III ($k < 0{,}5$; $0{,}25 < i < 0{,}5$): la karstificación en estos acuíferos es mayor en el subsistema infiltración, aunque pueden existir retardos en la alimentación como consecuencia, por ejemplo, de la presencia de materiales no karstificados.

-Dominio IV ($k < 0{,}5$; $i > 0{,}5$): corresponde a acuíferos de grandes dimensiones y complejos.

-Dominio V ($k > 0{,}5$): sistemas con una red de drenaje poco o nada karstificada.

Para el análisis del comportamiento hidrodinámico a partir de datos de nivel piezométrico se ha generado una curva de recesión maestra (*master recession curve*). Dicha metodología fue propuesta por Posavec *et al.* (2006) y permite combinar cada curva de agotamiento en un solo gráfico a partir de un modelo exponencial simple. Para su realización se ha utilizado una *macro* de MICROSOFT EXCEL desarrollada por dicho autor.

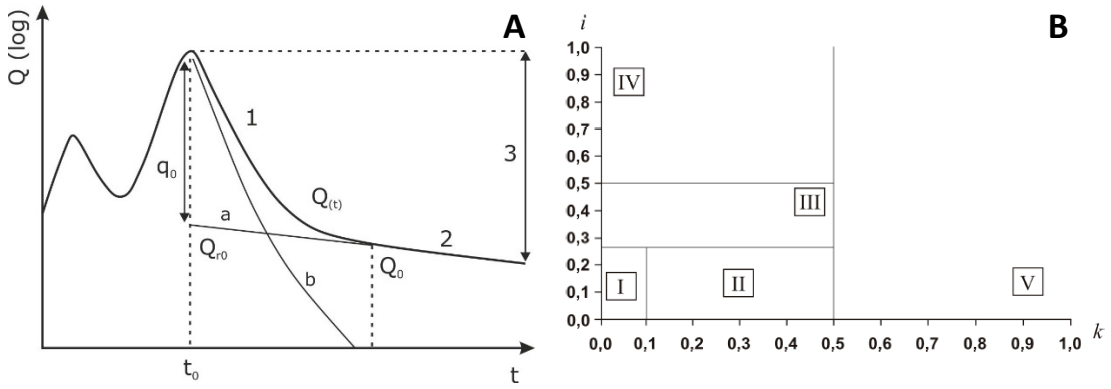


Figura 1.13. (A) Descomposición de la curva de recesión según el método de Mangin (1970, 1975): 1, tramo de decrecida; 2, agotamiento; 3, curva de recesión. (B) Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos

También se ha realizado el análisis de caudales clasificados a partir de las series de registro continuo de descarga. La curva que resulta de este tratamiento representa el porcentaje de días en los que el caudal del manantial en cuestión es igual a inferior a uno dado, de modo que expresa la frecuencia con la que se presenta un determinado caudal en la surgencia (Custodio y Llamas, 1983). Si dicha frecuencia se divide por el número de días considerados, se obtiene la probabilidad de que se produzca un caudal dado. Los cambios de pendiente en esta curva (probabilidad *vs.* caudal) denotan variaciones en la velocidad de variación de los caudales (Mangin, 1970; 1975). Así, una mayor pendiente representa un incremento del porcentaje de los caudales para un cierto número de clases; es decir, una variación más lenta de los caudales. Por otra parte, una menor pendiente representa variaciones más rápidas de los caudales para ciertas clases.

Finalmente, se ha efectuado el análisis correlatorio (simple y cruzado) de las series de datos horarios de caudal. Esta metodología fue propuesta por Mangin (1981a y b; 1984) para el estudio del comportamiento hidrogeológico de acuíferos kársticos y de su capacidad de modular la respuesta a la señal de entrada (precipitación). Este análisis se ha llevado a cabo mediante una versión de prueba del paquete estadístico de Microsoft Excel XLSTAT v.7.5.2. Según Mangin (1981a y b), los acuíferos carbonáticos mal drenados (fisurados) atenúan la respuesta de entrada (infiltración) a corto plazo en favor de grandes variaciones estacionales. Presentan un correlograma de caudal tendido, con un efecto memoria (EM) y un tiempo de regulación elevados. Se trataría de sistemas con un funcionamiento inercial, que podrían almacenar grandes reservas dado su poder regulador. En cambio, los sistemas que disponen de un sistema de drenaje bien organizado (kársticos) no presentan la capacidad de filtrar la señal de entrada y amortiguarla;

es decir, no muestran un comportamiento inercial ni memoria, por lo que sus reservas serían escasas. En este caso, el correlograma tendría morfología puntiaguda y decrecería rápidamente.

Parámetros hidroquímicos

Se han calculado los parámetros estadísticos fundamentales a partir de las medidas puntuales, y en su caso de registro continuo de la temperatura del agua y conductividad eléctrica, pH y principales componentes hidroquímicos de las aguas muestreadas. Cabe destacar que los análisis químicos de los componentes mayoritarios han sido tenidos en cuenta siempre que presentaran un error analítico menor del 5 %. Por encima de este valor se han repetido las determinaciones.

El coeficiente de variación (cv) de parámetros como la conductividad eléctrica, la dureza total o la temperatura, fueron propuestos por Shuster y White (1971) como criterio para clasificar el funcionamiento de los acuíferos kársticos. Valores de $cv < 5$ % indicarían un sistema de flujo difuso, mientras que si el cv $>$ 10 % se trataría de un sistema de flujo por conductos.

Bakalowicz (1977) demostró que el uso del coeficiente de variación de parámetros hidroquímicos para la caracterización de acuíferos carbonáticos no era totalmente apropiado, por lo que sugirió el uso de las curvas de distribución de frecuencias (CDF) de los valores de conductividad eléctrica (Fig. 1.14). Así, cuando las curvas presentan una morfología unimodal, con poco rango de variación, se deduce que existe cierta homogeneización hidroquímica de las aguas del acuífero, generalmente debida a un bajo grado de karstificación. Si, por el contrario, las curvas de frecuencia no muestran una moda definida, sino que son plurimodales, entonces se interpreta que existe un buen desarrollo kárstico del acuífero drenado por el manantial (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987).

De las crecidas más destacadas se han representado las evoluciones temporales, a nivel general y en detalle, de los parámetros físico-químicos y de los componentes mayoritarios de las aguas de los manantiales controlados, frente a las precipitaciones registradas en el área de estudio. De este modo, es posible analizar las respuestas naturales que presentan las surgencias como consecuencia de los eventos de recarga y estimar el grado de karstificación funcional y la capacidad de regulación natural que presentan los acuíferos. Para una mejor interpretación de las variaciones de los parámetros registrados en las aguas, se han llevado a cabo

análisis estadísticos multivariantes de componentes principales (ACP). Esta metodología ha sido ampliamente aplicada en investigaciones hidrogeológicas (Bakalowicz, 1979; Mudry y Blavoux, 1986, Hunkeler y Mudry, 2007; Mudarra y Andreo, 2011), así como en otras disciplinas. A partir del análisis de correlación estadística y de la generación de sistemas de ecuaciones lineales es posible reducir la varianza de la información de partida (Melloul y Collin, 1992). La representación en gráficos bidimensionales y de cajas y bigotes facilita la interpretación de las relaciones estadísticas entre los conjuntos de variables y muestras, así como la comparación entre aguas de distintos manantiales. El programa utilizado en la presente investigación para la realización de los ACPs con las series de datos hidroquímicos ha sido Microsoft Excel XLSTAT v.7.5.2.

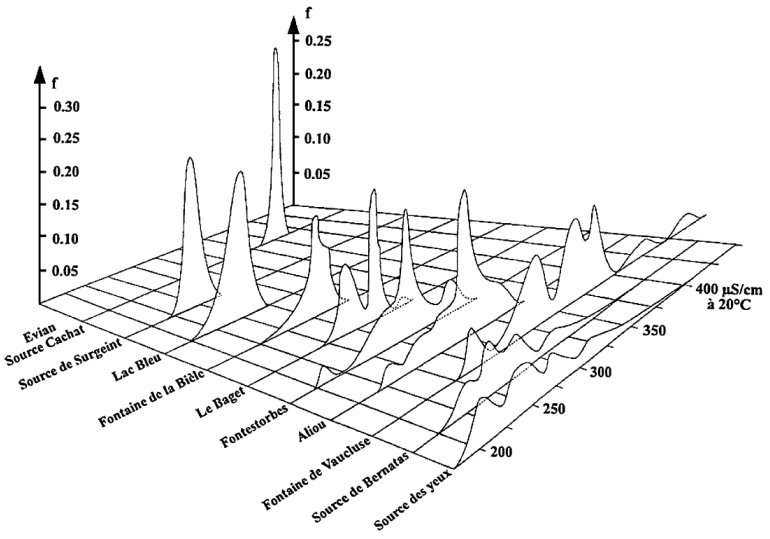


Figura 1.14. Representación gráfica de la distribución de curvas de frecuencias (CFD) de la conductividad eléctrica propuesta por Bakalowicz (1977)

La aplicación de técnicas de modelización hidrogeoquímica ha permitido calcular los valores de la presión parcial de CO_2 ($logP_{CO2}$) y de los índices de saturación (IS) de las principales especies minerales (calcita, dolomita y yeso) encontradas en las aguas de los manantiales estudiados. Esto ha sido posible mediante la simulación directa con el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2013).

Composición isotópica

Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas analizadas han sido representados en diagramas bidimensionales (x-y), junto con las líneas meteóricas Local (LMLo; determinada a partir de la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia

del área de estudio), Mundial (LMM) y del Mediterráneo occidental (LMMocc). Según la situación de las muestras en estos diagramas se puede realizar una interpretación de los posibles orígenes de los frentes nubosos, así como detectar posibles procesos de fraccionamiento isotópico debido a evaporación o intercambio con el medio. Para una mayor precisión de la procedencia de las precipitaciones, se ha realizado el cálculo del exceso de deuterio (d) en todas las muestras de agua.

Los parámetros estadísticos de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$), entre los que destaca el coeficiente de variación (cv), son interesantes para distinguir el grado de heterogeneidad, así como el comportamiento de los acuíferos drenados por dichas surgencias (Bakalowicz, 1979).

De igual manera que con los parámetros hidroquímicos, las evoluciones temporales de los valores isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) permiten inferir el efecto que tiene la recarga en el flujo drenado por los manantiales y la contribución (de manera cualitativa) de las aguas de reciente infiltración y de las almacenadas en los acuíferos.

Trazadores artificiales

Como se ha indicado anteriormente, se han realizado ensayos con trazadores artificiales en el área de estudio con el fin de delimitar los sistemas acuíferos y caracterizar los flujos subterráneos. En el capítulo 5 se definen las propiedades generales de las sustancias trazadoras utilizadas durante la investigación (uranina, eosina, sulfo-rodamina B, amino-rodamina G, piranina, Na-naftionato y tinopal) y las características (condiciones hidrometeorológicas, protocolo de muestreo y resultados) de cada uno de los ensayos realizados.

A partir de los resultados obtenidos durante dichas pruebas ha sido posible un análisis cuantitativo de las velocidades del flujo en el acuífero. Además, se ha procedido a la modelización matemática de las curvas de concentración de trazador, la cual ha aportado valores de los parámetros que caracterizan el transporte en los acuíferos. Dicho tratamiento se ha efectuado con una *macro* de Microsoft Excel (*EasyRTD*) usando el código numérico CXTFIT (Toride *et al.*, 1995; Parker y Van Genuchten, 1984). Las características generales de estas metodologías y los procedimientos específicos se describen en el capítulo 5.

Dataciones

El uso de los trazadores ambientales para caracterizar la edad del agua subterránea es una metodología de gran interés. No obstante, la definición de "edad del agua" es objeto de cierta controversia (Goode, 1996; Etcheverry y Perrochet, 2000; Bethke y Johnson, 2002; Kazemi, *et al.*, 2006). En la presente memoria se considera como "edad del agua subterránea" al lapso de tiempo que trascurre entre el momento en que el agua infiltrada se incorpora a la zona saturada (queda aislada de la atmósfera) y se recoge en una localización específica (punto de agua - manantial, pozo, laguna, etc-) (Torgersen, *et al.*, 2013).

La aplicación de diferentes métodos de datación basados en los trazadores ambientales, junto con métodos hidroquímicos, ayuda a comprender la dinámica de los flujos de agua subterránea y sus tiempos de residencia en el acuífero. Además, su uso conjunto permite evaluar la aplicabilidad de estas técnicas en áreas geológicamente complejas. De esta manera, se han aplicado métodos de datación basados en técnicas isotópicas (^{3}H, $^{3}H/^{3}He$ y ^{4}He), de clorofluorocarbonos (CFC-11 y CFC-12) y de radiocarbono ($\delta^{14}C$) que son explicados detalladamente en el capítulo 9.

Elaboración de tablas, gráficos, figuras y mapas

El almacenamiento, organización y gestión de la información numérica manejada durante la investigación y la edición de tablas se han realizado en hojas de cálculo de MICROSOFT EXCEL. Los gráficos han sido creados con el programa GRAPHER 10. Para el diseño de figuras (cortes geológicos, modelos conceptuales, etc.) se ha utilizado el software CorelDRAW X8 (COREL CORPORATION) y la realización de mapas se ha efectuado mediante la integración georreferenciada, en un entorno GIS, con el *layout view* del programa ArcGIS 10.3 (ESRI).

Redacción de la memoria de la Tesis Doctoral

Una vez recopilada y analizada toda la información disponible se ha redactado la presente Tesis Doctoral, que se estructura en tres bloques principales. El primero de ellos incluye tres capítulos: introducción (objetivos y metodología), contexto geológico y climatología.

El segundo bloque está compuesto por 6 capítulos y comprende el mayor volumen de información. En él se describen los aspectos hidrogeológicos generales

del área de estudio, los ensayos con trazadores artificiales realizados y el balance hidrogeológico de los acuíferos. A continuación se dedican dos capítulos a la descripción específica de los dos acuíferos definidos en el área de estudio. El bloque finaliza con un capítulo dedicado a la datación de aguas subterráneas.

En el tercer bloque se resumen las conclusiones derivadas de esta investigación. Por una parte, se desglosan las conclusiones relacionadas con los resultados de la caracterización y funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos estudiados y, por otra, las relativas a la aplicabilidad de los métodos utilizados. Finalmente, se expone una relación de los trabajos bibliográficos considerados en la memoria.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Contexto geológico regional

El área objeto de esta investigación se localiza en el extremo occidental de la Cordillera Bética, dentro del Orógeno Alpino Perimediterráneo (Fig. 2.1), formado por la colisión del dominio de Alborán y la Placa Ibérica en el Cenozoico. Concretamente la Cordillera Bética es la cadena alpina más occidental de la rama europea del citado orógeno, que tiene una dirección tectónica dominante (ejes de pliegues y direcciones de cabalgamientos) ENE-OSO, con vergencia hacia el NNO. En las proximidades del Estrecho de Gibraltar gira casi 180 grados y forma el Arco de Gibraltar, para continuar en el norte de África, donde se encuentran las cadenas norte-africanas (Rif y Tell), en las que las vergencias son hacia el sur (Vera, 2004) (Fig. 2.1).

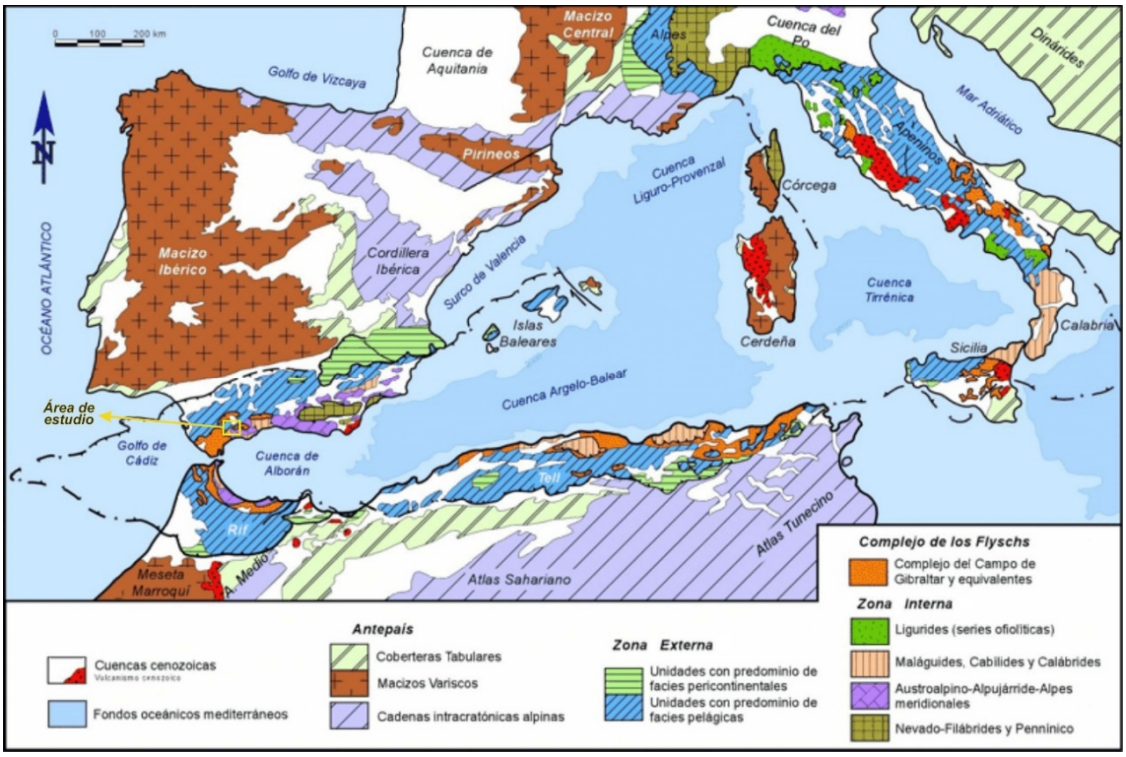


Figura 2.1. Mapa geológico del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo. Tomado de Vera (2004)

En la Cordillera Bética se diferencian dos ámbitos de rango mayor que durante el Mesozoico y parte del Cenozoico correspondían a dos placas tectónicas diferentes (Vera, 2004). En la parte septentrional se localiza la *Zona Externa Bética*, formada por rocas sedimentarias del Triásico al Mioceno inferior-medio que se

depositaron en el margen continental meridional de la Placa Ibérica (*paleomargen sudibérico*) (Fig. 2.1). En la parte meridional de la cordillera se localiza la *Zona Interna Bética*, constituida por los afloramientos de rocas de un fragmento (*dominio de Alborán*) de una placa (*Placa Mesomediterránea*) desplazado hacia el oeste desde su posición originaria hasta colisionar con el paleomargen sudibérico (Fig. 2.1).

La *Zona Externa Bética* está despegada de su basamento varisco y deformada, con pliegues y láminas cabalgantes, vergente hacia el NNO, salvo en la parte más meridional, donde se pueden encontrar vergencias contrarias debidas a retrocabalgamientos. Se diferencian dos dominios paleogeográficos principales: *Prebético*, localizado en la parte septentrional, en el que predominan rocas sedimentarias de medios marinos someros, y *Subbético*, en el área meridional de la Zona Externa, en el que abundan sedimentos pelágicos a partir del Jurásico Inferior e intercalaciones, en algunos sectores, de rocas volcánicas submarinas en el Jurásico Medio-Superior, con un grado de deformación mayor que en el Prebético (García-Dueñas, 1967; Sanz de Galdeano, 1975). Dentro de este último se diferencian cuatro dominios paleogeográficos (Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980) que, de más externo a más interno, son: las Unidades Intermedias entre el Subbético y el Prebético, el Subbético Externo, el Subbético Medio y el Subbético Interno. Este último, en su parte occidental, se denomina también *Penibético* (Martín-Algarra, 1987). Desde el Burdigaliense superior hasta el final del Mioceno medio tuvo lugar el desplazamiento del dominio de Alborán hacia el oeste y la colisión con el paleomargen sudibérico, lo que dió lugar a la deformación compresiva más importante de la Zona Externa Bética, con el consiguiente acortamiento tectónico (Sanz de Galdeano, 1997).

La *Zona Interna Bética* está constituida principalmente por una pila antiforme de unidades tectónicas superpuestas (Fig. 2.1), que comprende, de abajo hacia arriba, los complejos *Nevado-Filábride, Alpujárride* y *Maláguide* (Sanz de Galdeano, 1997). Están formados por un conjunto heterogéneo de rocas con distinta historia geológica, previa a su apilamiento en mantos y posterior desplazamiento y choque contra la Placa Ibérica. Zócalo y cobertera pueden aparecer afectados por un metamorfismo alpino polifásico y plurifacial, menos intenso en el Complejo Maláguide. En el zócalo de algunas unidades nevado-filábrides y alpujárrides se preservan vestigios de magmatismo, metamorfismo y orogenias prealpinas. En ocasiones, unidades superiores del Complejo Alpujárride incluyen afloramientos

extensos de materiales intensamente metamorfizados de origen muy profundo (corteza continental profunda y manto superior subcontinental), como ocurre en los macizos peridotíticos de la Serranía de Ronda (Westerhof, 1975; Tubía, 1985), al sur y este del área de estudio (Fig. 2.2). Existe, además, un cuarto dominio dentro de la Zona Interna al que se denomina *Unidades Frontales (Rondaides o Dorsal)*. Esta denominación alude a que generalmente aparecen como escamas tectónicas en el frente de la Zona Interna y a que su depósito tuvo lugar en las áreas marginales de la Zona Interna (Sanz de Galdeano, 1997)

Entre las placas Ibérica y Mesomediterránea, durante parte del Mesozoico y el Paleógeno, existió una franja de corteza oceánica sobre la que se depositaron turbiditas que, en el desplazamiento del dominio de Alborán, se deformaron y desplazaron solidariamente, hasta formar el *Complejo del Campo de Gibraltar* que actualmente se sitúa entre la Zona Interna y la Zona Externa Bética.

El área de estudio en la que se centra esta investigación se encuentra en el contacto tectónico entre la Zona Interna y la Zona Externa (Fig. 2.2). Esto le confiere una notable complejidad geológica, tectónica y por consiguiente hidrogeológica.

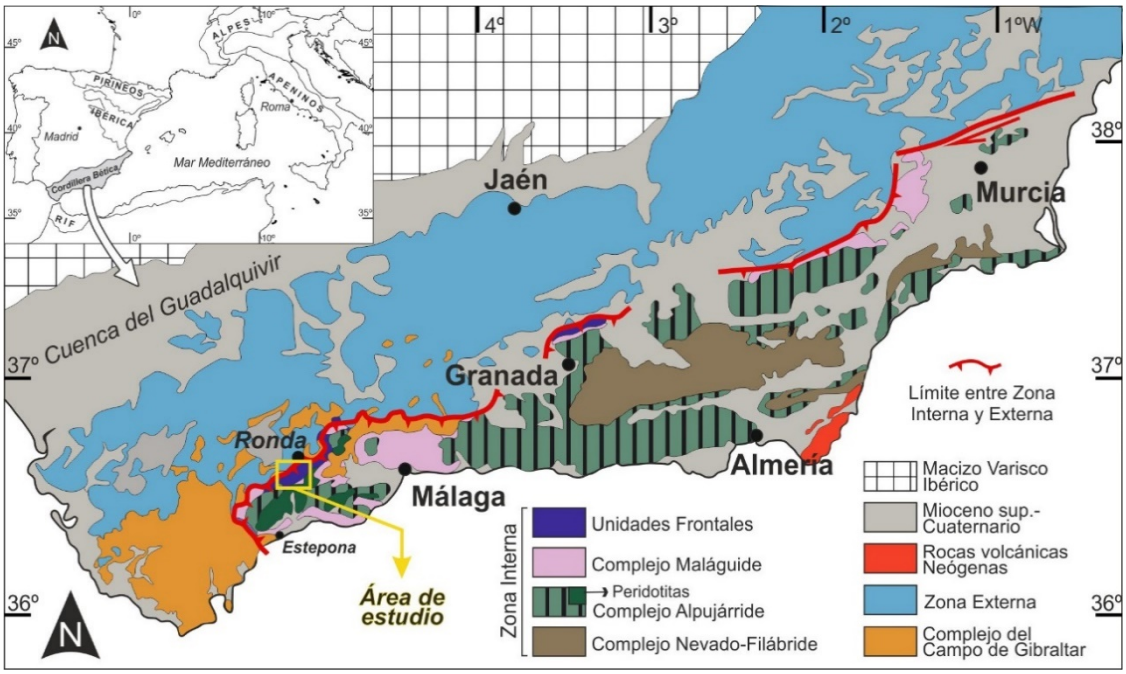


Figura 2.2. Mapa de situación de la zona de estudio en el contexto geológico de la Cordillera Bética. Modificado de Sánchez-Navas *et al.* (2014)

Las grandes alineaciones estructurales de dirección NE-SO de la Serranía de Ronda están formadas por pliegues anticlinales, que suelen coincidir con las sierras,

y sinclinales en los valles. Los pliegues y cabalgamientos de orden menor, en algunos casos, están fosilizados por el relleno de materiales terciarios de la depresión de Ronda. Así, los relieves de Las Viñas y Alto del Unicornio, por un lado, y la sierra de Jarastepar y su continuación hacia el NE por Sierra Hidalga, por otro, corresponden a las estructuras anticlinales principales, mientras que el valle del Guadiaro se ajusta a un sinclinal. A continuación se describen los límites del área investigada desde el punto de vista geológico:

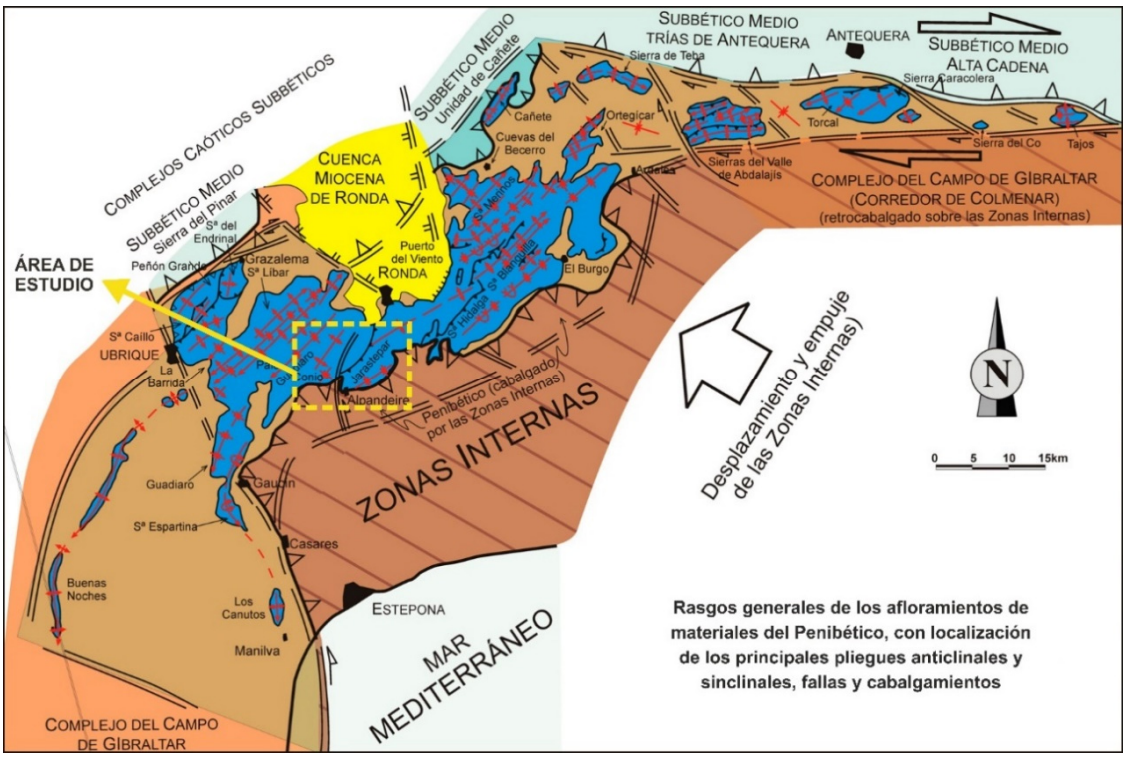


Figura 2.3. Distribución espacial de los afloramientos del Penibético en el tercio occidental de la Cordillera Bética y sus relaciones con otros complejos tectónicos. Tomado de Martín-Algarra (2008)

-En su borde N se diferencia, al NO, el contacto mecánico definido por las arcillas y areniscas del Flysch; y hacia el NE, el contacto estratigráfico concordante y parcialmente tectonizado entre los materiales triásicos poco permeables (arcillas, dolomías y areniscas) que constituyen la Formación Capas de Lifa y las dolomías jurásicas de la Formación Jarastepar que se definen más adelante (véase mapa geológico adjunto a esta memoria).

-Hacia el S y E, se encuentra el contacto mecánico entre los dos grandes dominios geológicos de la Cordillera Bética (Zona Externa y Zona Interna). Los materiales de la denominada Unidad de Nieves reposan tectónicamente sobre los del Penibético o Subbético Interno Occidental, con una lámina de materiales del

Campo de Gibraltar entre ambos dominios geológicos. A su vez, soportan el amplio cabalgamiento de diversas unidades alpujárrides y maláguides.

-Hacia el O, se encuentra el sinclinorio que ocupa el valle del Guadiaro, seguido del anticlinorio de calizas jurásicas de la sierra de Líbar y otros relieves entre Cortes de la Frontera y Montejaque.

2.2. Antecedentes

Hay numerosos trabajos publicados sobre la geología de la parte más occidental de la Cordillera Bética, principalmente del sector que ocupa la Serranía de Ronda, lo que ha dado lugar a que exista una terminología variada para denominar las diferentes unidades geológicas. Blumenthal (1927, 1933) y posteriormente Dürr (1967) y Bourgois (1978) fueron los primeros que estudiaron de forma sistemática los aspectos estratigráficos, tectónicos y paleogeográficos de las unidades relacionadas con el contacto entre la Zona Interna y la Zona Externa en la parte occidental de la Cordillera Bética (provincia de Málaga y parte oriental de la de Cádiz). Fallot (1937, 1948) señaló la notable afinidad estratigráfica existente entre los materiales alpujárrides y rondaides de la Cordillera Bética con los que afloran en los relieves carbonáticos del Rift (N de Marruecos).

Los trabajos para elaborar los mapas geológicos de la Serie Magna, a escala 1:50.000, de las hojas de Marbella (1065), Cortes de la Frontera (1064), Ronda (1051) y Ubrique (1050), editadas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), realizados por Piles *et al.* (1973), Del Olmo *et al.* (1980, 1981) y Moreno *et al.,* (1980), se apoyaron en los conocimientos de los autores previos.

Martín-Algarra (1987) llevó a cabo un estudio detallado de las unidades geológicas implicadas en el contacto entre la Zona Interna y la Zona Externa de la Cordillera Bética. Dentro de cada dominio geológico (Subbético, Penibético, Rondaide o Dorsal, Complejo del Campo de Gibraltar, Alpujárride y Maláguide), definió su estratigrafía y reconstrucción paleogeográfica, y estableció un modelo de evolución geodinámica. Cabe destacar que desde Blumental (1927) hasta Martín-Algarra (1987) ha existido controversia en cuanto al uso del término Penibético o Subbético Interno. Varios autores han aportado datos que indican que la equivalencia tectónica y paleogeográfica entre el Penibético y Subbético Interno no puede ser admitida de manera simple. De manera estricta, el término Penibético

carecería de sentido desde el momento en que la concepción tectónica original fue abandonada, como señaló Fallot (1948). No obstante, autores posteriores a Blumenthal (1927) y Fallot (1948) siguieron usando este término para denominar a la mayor parte de los relieves en los cuales fue originalmente aplicado (Durand-Delga *et al.*, 1959; Hoppe, 1968; Bourgois *et al.*, 1970), a pesar de que su significado tectónico y paleogeográfico se había modificado de manera sustancial. En este trabajo se ha optado por utilizar indistintamente los términos Subbético Interno Occidental y Penibético, entendido este último como la propuesta de Martín-Algarra y Vera (1982), basada en criterios estratigráficos y paleogeográficos.

Sanz de Galdeano (1997) estudió la Cordillera Bético-Rifeña y coincidió con la opinión de autores franceses como Durand-Delga y Foucault (1967) u Olivier (1984) en cuanto al uso del término de "Dorsal" en lugar de "Rondaide", contrariamente a lo introducido por Blumenthal (1927) y considerado por Martín-Algarra (1987), para designar a lo que se conoce como la Unidad de Nieves. Este último autor, define el término "Rondaide" como un complejo de unidades tectónicas al frente de la Zona Interna, que se caracterizan por presentar un Trías de facies alpina y una secuencia postriásica de espesor reducido, constituida por sedimentos pelágicos a partir del Lías inferior

Ruíz-Constán *et al.,* (2012) y Expósito *et al.,* (2012) realizaron estudios geofísicos y tectónicos en la parte centro-occidental de la Cordillera Bética, en los que corroboraron la elevada heterogeneidad de la geometría profunda de los materiales que se encuentran en el contacto Zona Externa-Zona Interna.

2.3. Estratigrafía

2.3.1. Zona Externa. Penibético o Subbético Externo Occidental

Aflora mayoritariamente en las provincias de Cádiz y Málaga y constituye la unidad paleogeográfica y tectónica más interna de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 1987). El Penibético presenta una estratigrafía bastante homogénea en los distintos afloramientos, constituida por una secuencia de materiales que van desde el Triásico al Mioceno inferior, y una estructura geológica relativamente simple y continua. No obstante, se reconocen variaciones laterales en el espesor de las formaciones geológicas y en las facies sedimentarias.

En la secuencia estratigráfica (Fig. 2.4) se pueden diferenciar tres unidades litoestratigráficas de rango mayor que, de más antigua a más moderna, son (Martín-Algarra, 1987): *Grupo Hidalga* (Triásico), *Grupo Líbar* (Jurásico y Necomiense inferior) y *Grupo Espartina* (Cretácico-Terciario). Dentro de cada grupo se distinguen, a su vez, formaciones con entidad cartográfica.

-***Grupo Hidalga***: incluye los términos del Trías Medio y Superior, de manera que son los terrenos triásicos más internos de la Zona Externa. Las litologías que constituyen este grupo son calizas, margas y dolomías del Triásico Medio (Muschelkalk), seguidas de una alternancia de arcillas, areniscas, yesos y niveles de carbonatos del Triásico Superior (Keuper), con gran afinidad a la facies germano-andaluza típica (Dürr, 1967). No se conoce con exactitud la potencia real del conjunto, aunque debe ser al menos de 200 m (Martín-Algarra, 1987).

Los materiales del *Muschelkalk* afloran extensamente al SE de la ciudad de Ronda (límite NE del área de investigación) (véase mapa geológico adjunto a esta memoria). Están formados por un paquete carbonático (Formación Meleguetín), constituido por calizas grises o negras bien estratificadas y con intercalaciones margosas. El límite inferior de esta formación no aflora, lo que impide conocer su potencia total, aunque debe de superar 250 m (Martín-Algarra, 1987). Se asigna al Trías Medio, sin más precisión.

Los afloramientos más extensos de los materiales del *Keuper* se encuentran en la parte central y en el sector NE del área de estudio, inmediatamente al S de los terrenos del Muschelkalk (véase mapa geológico adjunto a esta memoria). Están constituidos por arcillas abigarradas con intercalaciones de areniscas, dolomías, carniolas y yesos, agrupados bajo la denominación de Formación Capas de Lifa (Fig. 2.4). Por lo general, los materiales del Keuper que afloran en el área de estudio están asociados a fracturas y siempre muy tectonizados, lo que impide realizar un análisis estratigráfico detallado. No obstante, al E y S de Ronda, existen secciones que permiten el levantamiento detallado de la serie estratigráfica. Hacia la base aparecen unos niveles carbonáticos que consisten en una transición litológica entre los términos superiores del Muschelkalk y los del Keuper, denominados Capas del Peñón Verde y Dolomías de Lirio (Martín-Algarra, 1987), que no se han reconocido en el área de estudio. Según la fauna fósil recogida por Dürr (1967) se considera que dichas facies pertenecen al Triásico Superior (Carniense-Retiense) y tienen un espesor entre 120 y 250 m.

-***Grupo Líbar***: formado por materiales marinos carbonáticos de más de 500 m de potencia, de edad esencialmente Jurásica, aunque en su parte superior incluye algunos sedimentos del Cretácico Inferior (Fig. 2.4; Fig. 2.5.A). Constituyen los relieves más característicos del Penibético y toma el nombre de la sierra de Líbar, situada al O de la zona de estudio. El límite superior de este Grupo litoestratigráfico coincide con una discontinuidad estratigráfica (paleokarst), que comprende casi todo el Cretácico Inferior (Company *et al.,* 1982; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín-Algarra y Vera, 1995 y Martín-Algarra, 2008).

Desde el punto de vista estratigráfico, el Grupo Líbar está compuesto por dos grandes conjuntos carbonáticos denominados respectivamente Formación Endrinal (conjunto inferior) y Formación Torcal (superior).

Los materiales de la *Formación Endrinal* son calizas blancas (calcarenitas oolíticas y bioclásticas, calizas micríticas y arrecifales) masivas del Jurásico Inferior-Medio, propias de plataforma marina somera (Fig. 2.5.B). Su potencia es variable, pero en general sobrepasa los 300 m (Fig. 2.4). Este conjunto ha sido afectado, especialmente en su base, por una dolomitización epigenética que, en determinadas áreas como en la sierra de Jarastepar o sierra de Líbar, ha sido intensa, hasta alcanzar incluso el techo del conjunto superior. Estas rocas dolomíticas han sido denominadas como *Dolomía de Jarastepar* (Martín-Algarra, 1987). Sus afloramientos se encuentran en la parte central y NE de la sierra de Jarastepar y, en menor medida, en los macizos de Las Viñas y Alto del Unicornio. El origen de estas rocas es diagenético, se han formado por la dolomitización tardía de sedimentos calizos anteriores, de manera que no se reconocen como unidad estratigráfica concreta. No obstante, se ha considerado precisa su diferenciación en el presente estudio por la superficie que ocupan sus afloramientos, así como por las implicaciones que tiene en la mineralización de las aguas subterráneas y en las condiciones de flujo, como se verá más adelante. Su límite inferior está marcado por el contacto estratigráfico con los materiales del Grupo Hidalga y el superior es irregular, no sigue un nivel estratigráfico determinado. Las dolomías suelen aparecer bien estratificadas, en bancos más finos a la base, y masivas a techo. Dürr (1967) sugirió que la dolomitización de estas rocas tuvo lugar por el ascenso de fluidos ricos en magnesio a partir del Trías Superior infrayacente (Grupo Hidalga), desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior.

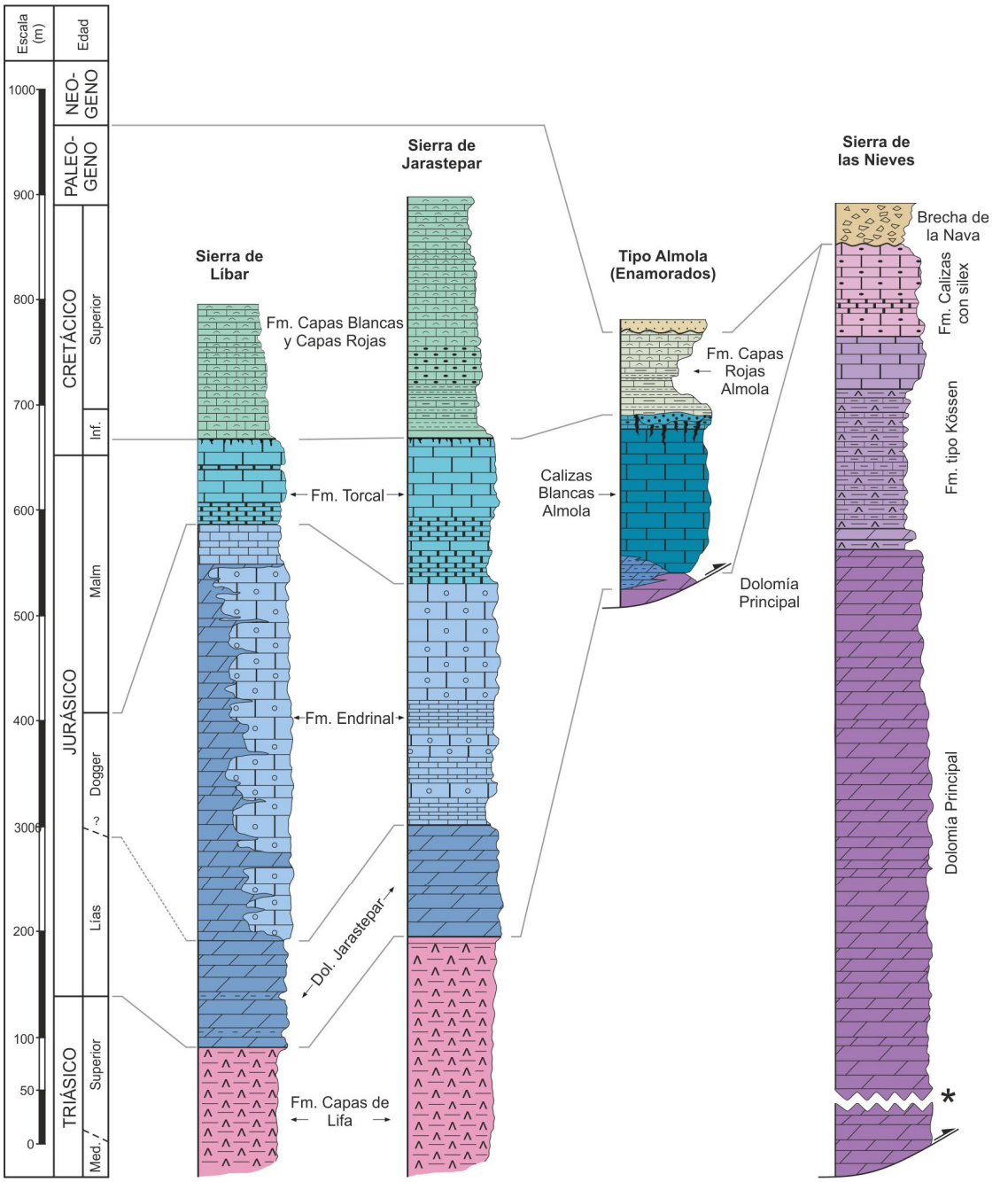


Figura 2.4. Columnas estratigráficas representativas del dominio Penibético y Rondaide en el área de estudio. Tomado de Martín-Algarra (1987). * Artefacto gráfico que representa aproximadamente 250 m de Dolomía Principal

La *Formación Torcal* corresponde al conjunto litológico superior del Grupo Líbar. Está formada por calizas, a veces nodulosas, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, típicas de ambientes pelágicos moderadamente profundos. Su espesor es variable y puede llegar a alcanzar los 150 m en el área de estudio (Fig. 2.4). Suelen presentarse bien estratificadas, en capas de potencia variable (de pocos centímetros a metros). La karstificación de estas rocas da lugar a un modelado muy característico, similar al del Torcal de Antequera (Málaga), pero igualmente visible

en el paraje de Los Riscos (Fig. 2.5.C). Se suelen diferenciar dos miembros; el inferior, constituido principalmente por calizas nodulosas, y el superior, formado por calizas compactas grises (Fig. 2.4). El techo de esta formación suele presentar interrupciones sedimentarias asociadas a procesos erosivos, consecuencia de la emersión del Subbético Interno Occidental durante el Cretácico Inferior. Existe, pues, una discontinuidad estratigráfica constituida por una superficie karstificada irregular, asociados a la cual hay estromatolitos pelágicos fosfatados (Fig. 2.5.A) y rellenos de calcarenitas o microbrechas. En otros casos, sobre la superficie paleokárstica se distinguen numerosos diques neptúnicos encajados en las calizas jurásicas pero rellenos por materiales cretácicos, como se observan en la parte S del Cancho de Almola (García-Cervigón *et al.,* 1986).

-***Grupo Espartina***: corresponde al conjunto de materiales dominantemente margosos y calizo-margosos, cuya edad varía entre el Cretácico y el Mioceno inferior, depositados sobre la superficie de discontinuidad estratigráfica anterior. Dentro de este grupo se diferencian tres formaciones: Capas Blancas (Cretácico Inferior), Capas Rojas (Cretácico Superior) y Fuente del Chisquero (Oligoceno-Mioceno inferior). En el ámbito de investigación solo pueden diferenciarse las dos primeras (Fig. 2.5.D).

La *Formación Capas Blancas* es una unidad constituida por margas y margocalizas (Albense-Turonense), generalmente de colores blanquecinos-grisáceos, que descansa directamente sobre el Grupo Líbar, fosilizando la superficie de discontinuidad. Su potencia varía entre 20 y 80 m (Martín-Algarra, 1987). Un rasgo característico de esta unidad es la presencia de nódulos de pirita (generalmente limonitizados) en los sedimentos margosos y margosocalcáreos. También se pueden encontrar nódulos de sílex dispersos en la parte baja del Cretácico Inferior, que aumentan progresivamente hasta individualizarse incluso como estratos y predominar sobre la roca carbonática en las denominadas Calizas con Sílex del Boquerón (Martín-Algarra, 1987). Dentro de esta formación existen algunos niveles ricos en material bituminoso, como los que se pueden reconocer en el barranco Audalaz, al NE de Atajate (véase mapa geológico adjunto a esta memoria), donde Hernández-Pacheco (1936) recogió algunos restos de peces.

La *Formación Capas Rojas* es una unidad representativa en el conjunto del Penibético, constituida por margocalizas de colores asalmonados (Turoniense-Senoniense). Presenta espesores variables, que pueden superar los 200 m (Martín-

Algarra, 1987). Se diferencian en ella dos miembros, uno inferior carbonático y otro superior margoso; en ambos casos se trata de materiales pelágicos.

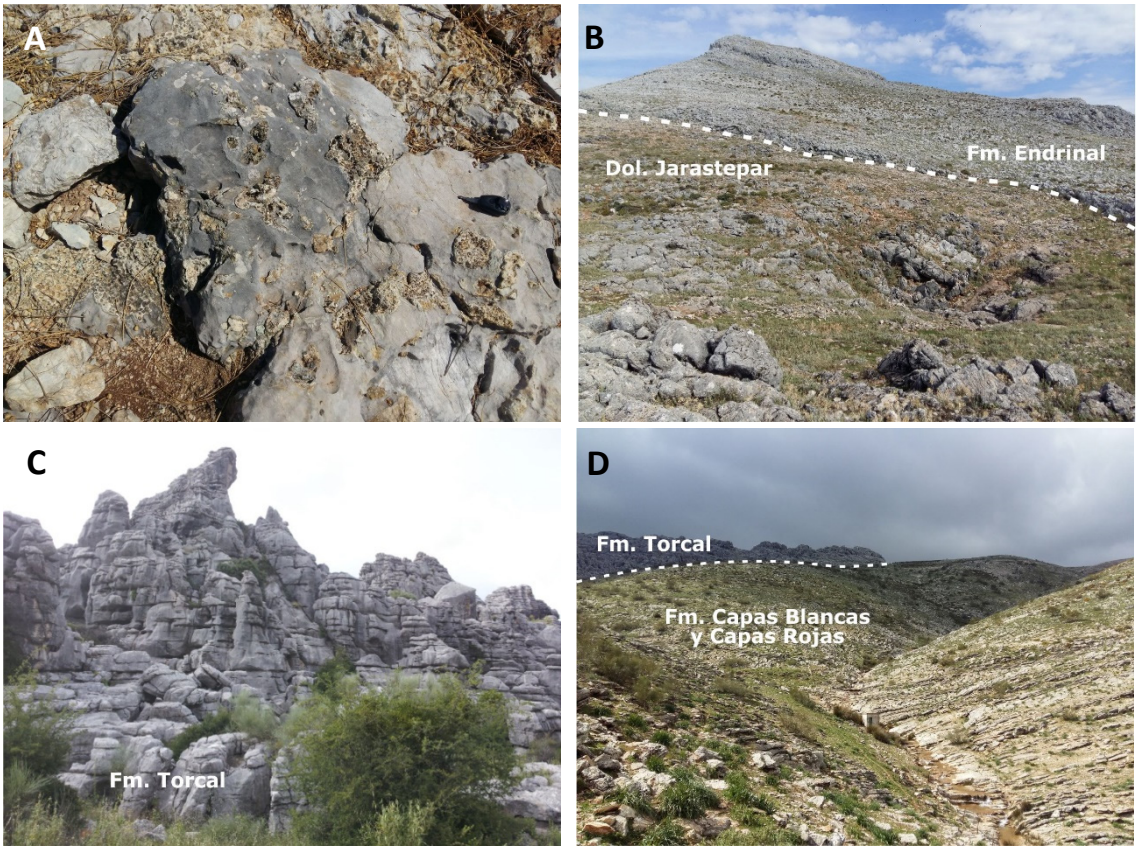


Figura 2.5. (A) Estromatolitos fosfatados en la caliza pelágica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (paleokarst). (B) Macizo carbonático de la sierra de Jarastepar, donde se pueden diferenciar la Formación Endrinal de las Dolomías de Jarastepar. (C) Formación Torcal en el paraje de Los Riscos. (D) Formación de Capas Blancas y Rojas del Cretácico al E del Cancho de Almola

En el mapa geológico de esta memoria, las Formaciones del Grupo Espartina (Formación Capas Blancas y Formación Capas Rojas) aparecen como una sola unidad litológica (margas y margocalizas del Cretácico), para simplificar el conjunto de litologías, dado el enfoque hidrogeológico de esta Tesis Doctoral y el carácter poco permeable de ambas formaciones.

2.3.2. Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar

En el área de estudio se pueden reconocer materiales del Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar, de naturaleza arcillosa y areniscosa, con edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior (Martín-Algarra, 1987). La potencia de este conjunto puede variar, fundamentalmente por motivos tectónicos, desde decenas de centímetros a decenas de metros. Los materiales de este complejo

afloran imbricados a lo largo del contacto entre la Zona Interna y la Zona Externa, fuertemente deformados, dando lugar a una *melange* tectónica con un complicado mosaico de fragmentos aislados unos de otros, embebidos en formaciones plásticas con una estructura interna caótica (Didon, 1966). La identificación en campo es bastante sencilla (Fig. 2.6.A y B), habida cuenta del contraste litológico con los materiales que constituyen los dominios geológicos adyacentes.

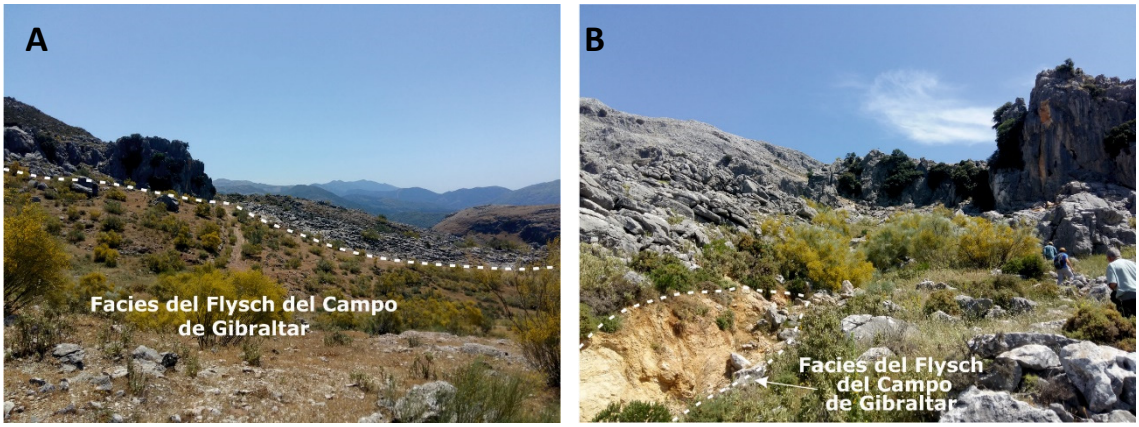


Figura 2.6. Flysch del Campo de Gibraltar. (A) Afloramiento localizado al N de Catajima. (B) Lentejón de facies Flysch pinzado entre materiales carbonáticos en la base del Cancho de Almola

2.3.3. Zona Interna

2.3.3.1. Las Unidades Frontales (Rondaide o Dorsal)

Constituyen el dominio geológico situado en el límite entre la Zona Interna y Externa en el sector occidental de la Cordillera Bética. Se distinguen varias unidades implicadas en dicho contacto (Martín-Algarra, 1987): Unidad de Enamorados y Unidad de Nieves. Afloran desde Atajate, al S, hasta el límite E del área de estudio, y continúan hasta la sierra de Alcaparaín, en Ardales.

Las Unidades Frontales reposan tectónicamente sobre el Penibético, mediante una lámina de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar que queda entre ambos. En la parte frontal aparecen diversas escamas tectónicas, imbricadas una sobre otra, como es el caso del Cancho de Almola, perteneciente a la Unidad de Enamorados, en el sector oriental del área de estudio (Martín-Algarra, 1987).

-***Unidad de Enamorados***: según Martín-Algarra (1987), esta unidad se caracteriza por presentar una formación de calizas blancas masivas del Lías sobre la que se dispone una secuencia pelágica postliásica. Representaría la prolongación

paleogeográfica septentrional de la Unidad de Nieves. Está formada, de muro a techo, por los siguientes términos estratigráficos (Fig. 2.4):

-*Dolomía Principal*: es la unidad estratigráfica más potente (más de 1000 m) y extensa, aunque en el campo solo se reconocen los términos superiores. Está formada por dolomías de color blanquecino o gris que, por lo general, se encuentran bien estratificadas y laminadas. Los fósiles reconocidos permiten asegurar la edad Triásica de esta formación. El límite inferior es una superficie de cabalgamiento que superpone la Unidad de Enamorados sobre otras más externas (Fig. 2.4)

-*Calizas Blancas de Almola*: son rocas de aspecto masivo, cuya potencia puede superar los 200 m. Se les ha atribuido una edad de Lías inferior y medio, aunque no se puede excluir la posibilidad de que los niveles más bajos pertenezcan al Trías (Martín-Algarra, 1987) (Fig. 2.4; Fig. 2.7.A). A techo de las calizas se pueden reconocer diques neptúnicos.

-*Capas Rojas de Almola*: compuesto por margas y margocalizas rosadas (Cretácico Superior), con facies de tipo Capas Rojas del Penibético, cuya potencia puede alcanzar varias decenas de metros (Fig. 2.4; 2.7.B). Descansan sobre un paquete de margas y margocalizas blancas cretácicas que, para la simplificación del mapa geológico adjunto a esta memoria, se han agrupado con la denominación de margas y margocalizas cretácicas de la Unidad de Enamorados.

-***Unidad de Nieves***: su secuencia estratigráfica está formada, de muro a techo, por los términos estratigráficos que se describen a continuación (Dürr, 1967; Martín-Algarra, 1987):

-*Dolomía principal* (misma formación que la ya descrita para la *Unidad de Enamorados*).

-*Formación de tipo Kössen*: es un conjunto litoestratigráfico de naturaleza calizo-margosa y dolomítica en la base, bien estratificado, con fósiles del Triásico Superior (Retiense). El color oscuro característico de estos materiales hace que en ocasiones se le conozca como "calizas negras". Presenta una potencia de hasta 200 m (Martín-Algarra, 1987).

-*Formación Calizas con Sílex*: consiste en una unidad litológica de calizas tableadas con nódulos de sílex y, a veces, nódulos de pirita, de edad liásica. La intensa tectonización sufrida confiere a los paquetes más margosos un aspecto

esquistoso característico. La potencia de esta formación es variable, del orden de 150 a 200 m (Martín-Algarra, 1987). El límite inferior es neto con la formación de tipo Kössen; el superior es más difícil de situar ya que las Calizas con Sílex transicionan gradualmente con los términos superiores de la Unidad de Nieves.

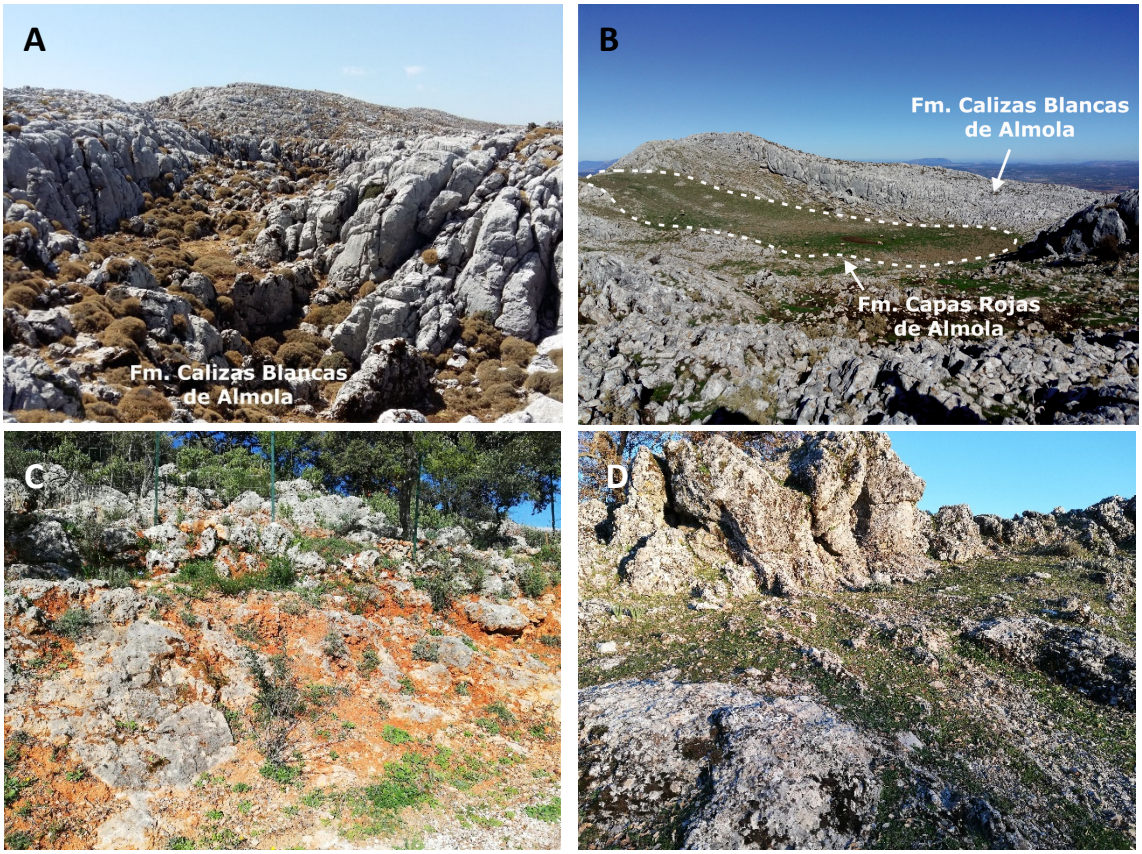


Figura 2.7. (A) Formación Calizas Blancas de Almola. (B) Pequeño afloramiento de Formación Capas Rojas de Almola en la parte alta del Cancho homónimo. (C) Dolomía Principal de la Unidad de Nieves. (D) Afloramiento de Becha de la Nava

-*Secuencia condensada Jurásico-Terciaria*: es una sucesión esencialmente margocaliza, con aspecto esquistoso y una potencia inferior a 50 m. Está formada por calizas nodulosas rojas, radiolaritas, margocalizas nodulosas (Jurásico) y margas esquistosas de color rosado (Capas del Taramar, de edad Terciario).

-*Brecha de la Nava*: es una formación característica de la Unidad de Nieves, que aparece discordante sobre los materiales anteriores. Es una brecha poligenética, constituida principalmente por cantos carbonáticos y metapelíticos de geometría angulosa y heterométrica envueltos en una matriz carbonática. Es frecuente que los cantos hayan sido parcial o totalmente lixiviados después de la

cementación, por lo que la roca adquiere un aspecto oqueroso y ruiniforme característico, lo cual dificulta su distinción cartográfica de rocas dolomíticas cuando reposa inmediatamente sobre éstas. No se han reconocido fósiles, pero se le atribuye una edad Mioceno inferior (Aquitaniense) a partir de criterios geológicos regionales (Martín-Algarra y Estévez, 1984).

2.3.3.2. Complejos Alpujárride y Maláguide

Los afloramientos localizados al S de la Unidad de Nieves pertenecen al *Complejo Alpujárride*. Están formados por esquistos o micaesquistos oscuros con alto grado de metamorfismo (Balanyá y García Dueñas, 1991) (véase mapa geológico adjunto). La edad estratigráfica de estas rocas (Paleozoico-Triásico Inferior) se basa en criterios geológicos regionales.

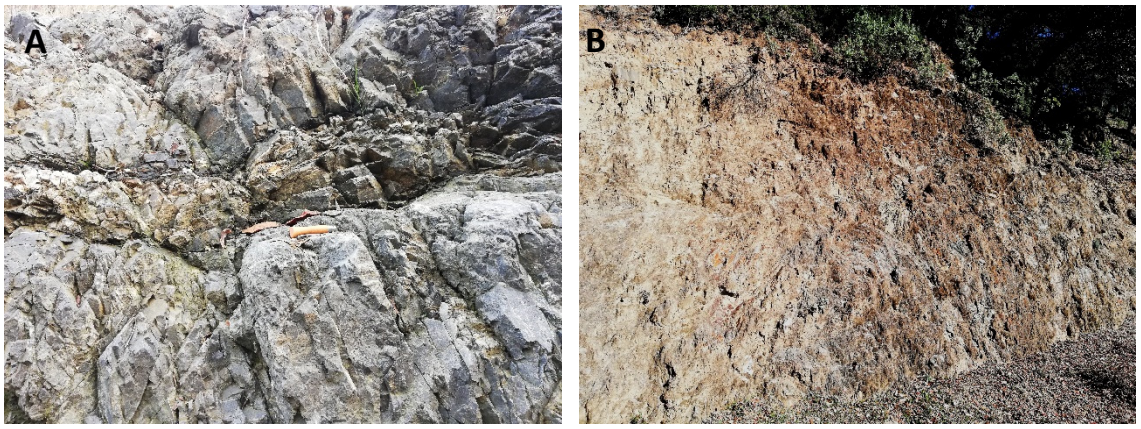


Figura 2.8. (A) Afloramiento del Complejo Alpujárride, al S de Júzcar. (B) Materiales del Complejo Maláguide, al S de Atajate

El *Complejo Maláguide* aflora al S del sector occidental del área de estudio y se extiende desde el arroyo Audalaz, hacia el O, hasta Gaucín (véase mapa geológico adjunto). El grado de metamorfismo es menor que en el Complejo Alpujárride. Está constituido por una secuencia de grauvacas con niveles de conglomerados, filitas y esquistos, y en algunos casos tramos carbonáticos (calizas alabeadas) (Didón, 1969; Martín-Algarra, 1987). La potencia del conjunto es difícil de estimar, en cualquier caso se encuentra entre 150 y 300 m, y la edad Paleozoico.

2.4. Estructura geológica

La complejidad estructural que subyace en el área de estudio se debe a su posición en la franja de contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna, que se

extiende a lo largo del borde S y E de los relieves principales (Alto del Unicornio, Las Viñas, sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de la Almola).

En las investigaciones geológicas llevadas a cabo por Expósito *et al.*, (2012) se presenta una aproximación en cuanto a estilos de deformación y mecanismos de emplazamiento. Estos autores exponen que, durante el Mioceno, las unidades competentes del Penibético (calizas y dolomías jurásicas) actuaron como un cuerpo rígido con deformaciones menores; mientras que las unidades del Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar se deformaron de manera dúctil, dando lugar a una imbricación compleja a lo largo de la zona de contacto mayor (Fig. 2.9).

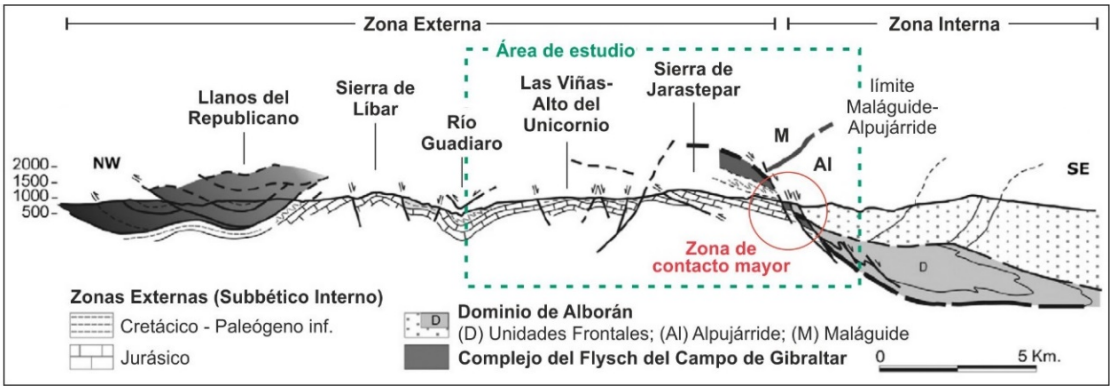


Figura 2.9. Sección transversal de la parte central del área de estudio, se extiende desde la parte occidental de la sierra de Líbar (Llanos del Republicano) hasta el O de Igualeja. Modificado de Expósito *et al.* (2012)

A continuación se describe con más detalle la estructura de la Zona Externa y la de la Zona Interna, junto con la del contacto entre ambas.

2.4.1. Estructura geológica de la Zona Externa

La estructura geológica de los materiales penibéticos de la Serranía de Ronda está definida por una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales con dirección NE-SO, que constituyen las sierras y los valles respectivamente. Los relieves montañosos principales dan lugar a alineaciones formadas por carbonatos jurásicos, mientras que las depresiones están ocupadas por materiales margosos cretácico-terciarias (Martín-Algarra, 1987 y 2008).

Los principales relieves del área objeto de la presente investigación están definidos por un anticlinal asimétrico cuya dirección axial es aproximadamente N50°E. En la charnela afloran calizas y dolomías jurásicas encima de los materiales triásicos que se localizan en el núcleo de la estructura (véanse cortes geológicos 1-1´,

2-2´ y 7-7´ adjuntos a esta memoria). En la bóveda anticlinal del pliegue los estratos tienen buzamientos entre 5° y 20°, de manera que conforman un semi-altiplano en la parte somital de la sierra de Jarastepar, donde se distinguen fallas inversas que permiten que las arcillas triásicas del núcleo afloren. En el flanco occidental del pliegue existen abundantes afloramientos de margas y margocalizas cretácicas que buzan hacia el O entre 10° y 65°. Dichos materiales están en contacto, tanto estratigráfico como mediante fallas, con carbonatos jurásicos y pequeñas extensiones de dolomías. Al N de dicho flanco, los materiales del Flysch (al NO) y las calcarenitas del Mioceno se disponen en posición superior, mediante contacto tectónico y discordante respectivamente, sobre los materiales calizo-margosos del Cretácico. En el flanco oriental del anticlinal que marca la estructura del área de estudio se encuentran los afloramientos más extensos de calizas y dolomías jurásicas, con buzamientos de 5° a 45° hacia el SE. Las margas y margocalizas cretácicas constituyen el borde S y E en esta parte de la estructura. Numerosas fallas normales con buzamiento hacia el SO afectan a los materiales, en algunos casos decenas de metros. Al NE, aparecen las arcillas del Triásico Superior (Keuper) que representa la base de la secuencia jurásica de la sierra de Jarastepar.

2.4.2. Estructura geológica de la Zona Interna y del contacto con la Zona Externa

La estructura de los materiales de la Zona Interna está formada por un apilamiento de unidades tectónicas con vergencia hacia el N-NO. Las unidades de Enamorados y Nieves constituyen un manto de corrimiento que reposa tectónicamente sobre todo el conjunto Penibético, con una lámina de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar entre ambas. A su vez, las Unidades Frontales soportan a las unidades alpujárrides y maláguides que cabalgan desde el SE (Fig. 2.9 y cortes geológicos 4-4´, 5-5´, 6-6´, 7-7´ y 8-8´adjuntos a esta memoria). En detalle, la estructura interna de la Unidad de Nieves consiste en un pliegue sinclinal tumbado con dirección axial N40°-60°E y vergente al NO. Dürr (1967) fue el primero que reconoció dicha estructura, seguido de Bourgois (1978), que estableció su prolongación más hacia el NE. En el ámbito de investigación únicamente afloran los materiales que ocuparían el flanco normal del pliegue, los cuales están nada o poco metamorfizados, pero muy tectonizados. En el núcleo del sinclinal se observa un engrosamiento de las calizas con sílex, que estaría asociado al intenso replegamiento y a los movimientos de despegue.

El contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna de la Cordillera Bética constituye un accidente geológico de importancia mayor, a escala regional, tanto desde un punto de vista tectónico como paleogeográfico. Este contacto corresponde a un conjunto de cabalgamientos con vergencia hacia el NO. Sin embargo, el rasgo más significativo de este contacto es el movimiento de desgarre dextrorso que ha trasladado los materiales hacia el O como consecuencia del desplazamiento de la Zona Interna (Didon *et al.*, 1973; Andrieux *et al.*, 1971; Tapponier, 1977; Durand-Delga, 1980; Van de Fliert *et al.*, 1980). En efecto, a uno y otro lado de dicho contacto cambian radicalmente el estilo tectónico y la estratigrafía de las unidades diferenciadas. Este contacto no es visible a lo largo de toda la cordillera, sino en tres segmentos de la misma. En la zona estudiada y regiones periféricas se distingue la parte del más occidental y extensa de dicho contacto, comprendida entre Estepona y el N de Sierra Tejeda (E de provincia de Granada) (Figs. 2.2 y 2.3), donde aparece el mayor número de unidades implicadas respecto a los otros dos segmentos (el central y el oriental) de manera que es el único en el que es posible reconocer el paso lateral entre los dominios tectónicos descritos (Penibético - Flyschs – Unidades Frontales - Complejo Alpujárride y Maláguide).

La estructura geológica del contacto entre la Zona Externa e Interna es particularmente compleja, ya que predominan las discontinuidades laterales, así como la superposición espacial y temporal de estructuras de diferente estilo y vergencia, y la variabilidad estratigráfica de unos puntos a otros. En la Serranía de Ronda, el cabalgamiento de la Zona Interna sobre la Externa consiste en un cizallamiento tendido hacia el SE que ha determinado el cepillamiento basal de las unidades tectónicas, a cuyo frente, además, aparecen pinzadas las escamas tectónicas de la Unidad de Enamorados. Este cepillamiento se observa muy bien debido a la existencia de varios isleos y ventanas tectónicas en el sector comprendido entre Cartajima y la carretera de Parauta (véase mapa geológico adjunto a esta memoria), con unas características propias de lo que se podría denominar "canal tectónico" y donde se puede observar cómo la Unidad de Nieves se lamina considerablemente, hasta el punto de quedar reducida a una serie de afloramientos testimoniales al S del área de estudio.

La superficie de cabalgamiento en el sector occidental de este contacto de entidad mayor sufre una inflexión y tiende a verticalizarse hacia el O, bajo los sectores internos de la Unidad de Nieves (Martín-Algarra, 1987). Si se tiene en

cuenta que una parte considerable del frente de la Zona Interna ha desaparecido por erosión y que buena parte de los materiales cabalgados no son accesibles a la observación, se considera razonable que la superposición máxima probable de la Zona Interna sobre la Externa ha debido ser, en la Serranía de Ronda, del orden de la decena de kilómetros y no superior a la veintena en los niveles más profundos (Martín-Algarra, 1987). La superficie de cabalgamiento se inclina desde el NE, donde es prácticamente horizontal, hacia el SO, donde tiene un ángulo aproximado de 60° (véanse cortes geológicos adjuntos a esta memoria). Esto se debe en parte a la actuación de fallas de salto en dirección dextrosas, pero también es un rasgo original.

A lo largo del contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna existe una serie de elementos tectónicos cuya asignación a alguno de los tipos de unidades previamente diferenciadas es complicada, o bien por falta de datos o porque presentan características estratigráficas particulares que los diferencian de las unidades ya descritas Martín-Algarra (1987). Uno de estos elementos se localiza al E del área de estudio: el Cancho de Almola. Este relieve constituye una escama tectónica pinzada entre el frente de la Unidad de Nieves y el Penibético subyacente. El límite inferior de esta unidad es una superficie de cabalgamiento sobre el Penibético que aparece jalonada de virutas tectónicas de materiales margo-areniscosos atribuibles al Complejo del Campo de Gibraltar. El plano de cepillamiento basal del macizo, que localmente buza al S, se acuña de forma brusca por causas tectónicas bajo el frente de la Unidad de Nieves, hasta desaparecer completamente a los pocos metros.

2.5. Fracturación

La fracturación en los macizos carbonáticos es uno de los principales factores que afectan a la karstogénesis (Díaz y Fernández, 1978; Grillot y Guerin, 1975; López-Chicano, 1992; Andreo, 1997). El análisis de la fracturación, junto con los planos de estratificación, que constituyen superficies de flujo preferente, pueden ayudar a definir las direcciones principales del desarrollo exo- y endokárstico, así como del drenaje subterráneo en estos macizos.

El conjunto de fracturas que se observan en un afloramiento mediante fotografía aérea es resultado, esencialmente, de las propiedades mecánicas de las

rocas y de los eventos tectónicos que han afectado. No obstante, en las condiciones de observación influyen otros factores como la existencia de suelo y vegetación o la pendiente. En la figura 2.10 se representa la distribución de las fracturas en el área de estudio.

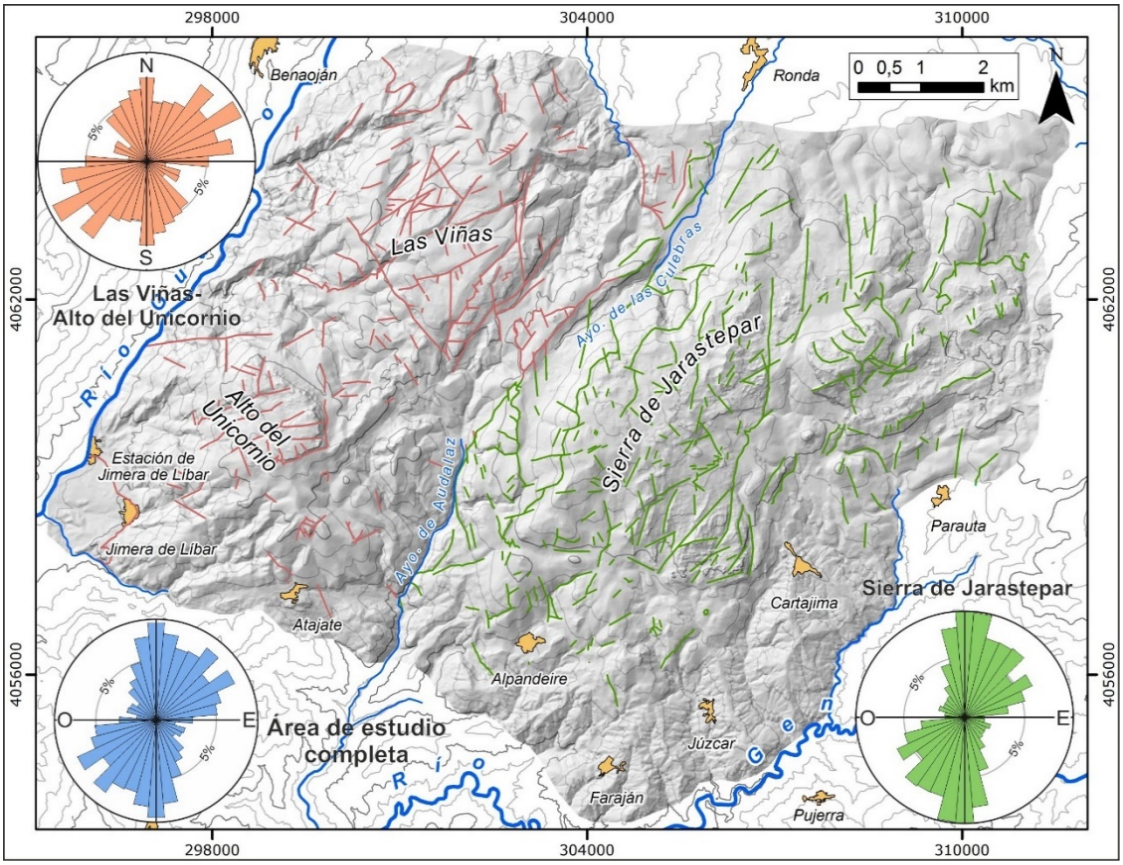


Figura 2.10. Mapa de fracturación del área de estudio en el que se representa la distribución direccional de las fracturas y diagramas de rosas para cada uno de los sectores y en conjunto

El tratamiento de los datos de fracturación en la presente memoria se ha llevado a cabo a partir de la cartografía de las hojas de la serie Magna 1:50000 correspondientes (Piles *et al.*, -1973-; Del Olmo *et al.*, -1980, 1981-; Moreno *et al.*, -1980-), por ortofotografía y mediante la interpretación de fracturas reconocidas en campo. En total se han identificado 1028 discontinuidades (226 en el sector occidental y 802 en el oriental) (Fig. 2.10). En este procedimiento no se han considerado las fracturas que corresponden a la superficie de cabalgamiento de la Zona Interna sobre la Zona Externa.

Los resultados obtenidos de este análisis ponen de manifiesto que la distribución de las fracturas en el área de estudio sigue orientaciones preferenciales N-S y N40°-60°E (Fig. 2.10). En el sector de la sierra de Jarastepar, la frecuencia

máxima de la orientación de las fracturas es N15°E; no obstante, también es frecuente la dirección N35°-65°E, similar a la identificada en el análisis global del ámbito de estudio.

El estudio realizado en el sector de Las Viñas y Alto del Unicornio muestra una distribución principal N55°-65°E seguida de otras secundarias de dirección N35°-45°E, N75°-85°E y N-S (Fig. 2.10).

2.6. Geomorfología

Existen diversos trabajos dedicados a las características geomorfológicas de los relieves que conforman la Serranía de Ronda (Rodríguez-Martínez, 1977; Delannoy y Díaz del Olmo, 1986; Díaz del Olmo y Delannoy, 1989; González-Ríos, 1996). Sin embargo, no se ha encontrado información sobre aspectos geomorfológicos de los macizos de Las Viñas, Alto del Unicornio y de sierra de Jarastepar. Las características geológicas del área investigada son similares a las de los demás relieves de la Serranía, por lo que cabe hacer interpretaciones análogas sobre el origen, procesos y evolución del paisaje.

Para la correcta interpretación hidrogeológica de cualquier acuífero es de especial interés realizar una adecuada caracterización geomorfológica, más aún si la región presenta un modelado kárstico. Aspectos relacionados con el relieve, como la pendiente del terreno o la red de drenaje, ayudan a comprender la variación en las tasas de infiltración. Asimismo, el desarrollo de formas exokársticas (lapiaces, dolinas, uvalas) favorece la infiltración concentrada, y las formas endokársticas (cavidades, simas) influyen en el grado de heterogeneidad, velocidades de flujo o conexiones hidrogeológicas.

2.6.1. Control morfoestructural

La diversidad de características del relieve identificadas en el área de estudio (elevadas altitudes, valles profundos, altiplanos, etc.) sugieren, además de la erosión hídrica (mecánica y química), un fuerte control tectónico y litológico sobre el modelado del paisaje. Las estructuras plegadas, falladas o cabalgadas de los materiales más competentes determinan las formas acentuadas del terreno, que, junto a las litologías menos resistentes, dan lugar a relieves abruptos de elevada pendiente.

El área de investigación presenta lo que se denomina "relieve jurásico directo", que es la forma más elemental de las estructuras plegadas. Los estratos de rocas duras (carbonatos) muestran una mayor resistencia a la erosión y aparecen en la parte alta del relieve, coincidiendo con anticlinales, realzados a veces por fracturas, mientras que los materiales más blandos (margas y margocalizas) se encuentran en las partes bajas (véanse mapa geológico adjunto y cortes geológicos).

2.6.2. Análisis del relieve

La zona de estudio está formada por una alineación de sierras según la dirección NE-SO, cuya orografía es abrupta. El conjunto de relieves abarca una longitud aproximada de 9 km y una anchura de 15 km, con cotas topográficas comprendidas entre 380 y 1427 m, esta última alcanzada en el pico Jarastepar (Fig. 2.11).

El histograma de frecuencia altitudinal (Fig. 2.11) pone de manifiesto una distribución unimodal, con la frecuencia máxima en los intervalos comprendidos entre 800 a 1100 m s.n.m., que representan el 50 % de la superficie total considerada. El valor medio de la altitud para el área de estudio es 894 m. Las zonas de mayor altitud (>1100 m s.n.m.) se localizan en los sectores centrales de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar-Cancho de Almola y representan el 16 % de la superficie estudiada. No obstante, en la parte más oriental del área, se observan las estribaciones occidentales de la sierra del Oreganal, con relieves elevados. Por su parte, las menores altitudes (<600 m s.n.m.) representan en 13% y se encuentran en el borde O, en el río Guadiaro, y al S, en el arroyo Audalaz (Fig. 2.11).

El estudio altitudinal de los afloramientos carbonáticos (Fig. 2.11, histograma enladrillado de color amarillo) indica que se localizan mayoritariamente en el intervalo 1000-1200 m, de manera que todos los materiales permeables que aparecen por encima de 1000 m forman parte de la superficie de recarga. No obstante, también existen afloramientos carbonáticos por debajo de 1000 m de altitud que deben incluirse en la superficie de recarga.

El área de investigación se caracteriza por presentar pendientes elevadas (Fig. 2.12), ya que el 74 % de la superficie total considerada presenta inclinaciones mayores del 15 %.

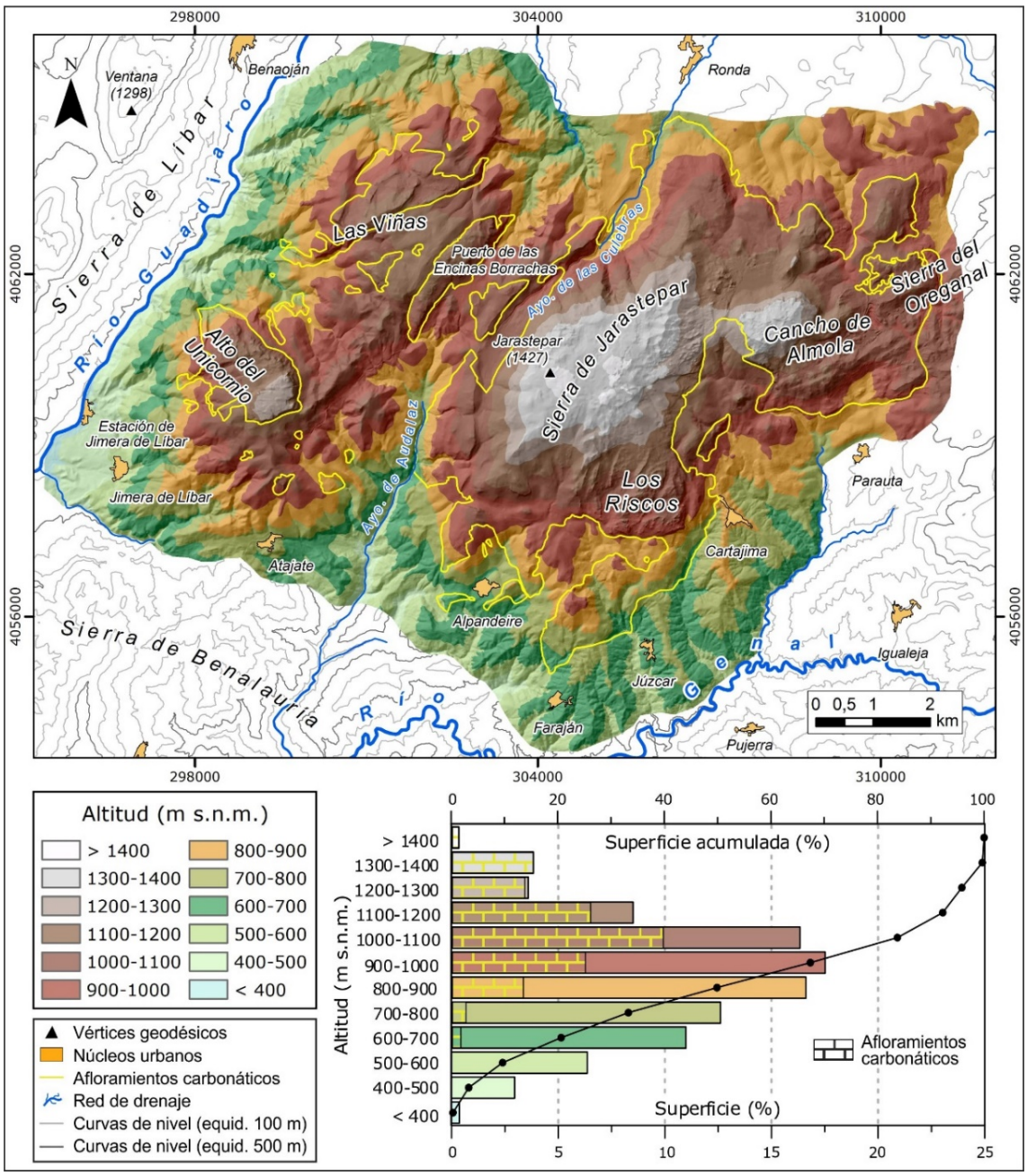


Figura 2.11. Distribución de altitud en el área de estudio, histograma de frecuencias y curva hipsométrica

Las mayores pendientes son más abundantes en el sector occidental (Las Viñas-Alto del Unicornio) y coinciden con barrancos encajados sobre materiales margosos, así como algunas paredes verticales en materiales carbonáticos; todo ello fruto del encajamiento y marcada erosión que ejerce el río Guadiaro. Las menores pendientes (<15%) destacan en zonas más elevadas, que constituyen la amplia bóveda anticlinal carbonática; las más representativas son las del macizo de Las Viñas, o de la sierra de Jarastepar, y en menor medida el Alto del Unicornio. Al N

del Cancho de Almola se distingue también un área de pendientes suaves (<5%) coincidiendo con el desarrollo de una uvala. En el sector centro-septentrional hay una zona de baja pendiente, en las estribaciones meridionales de la Depresión de Ronda.

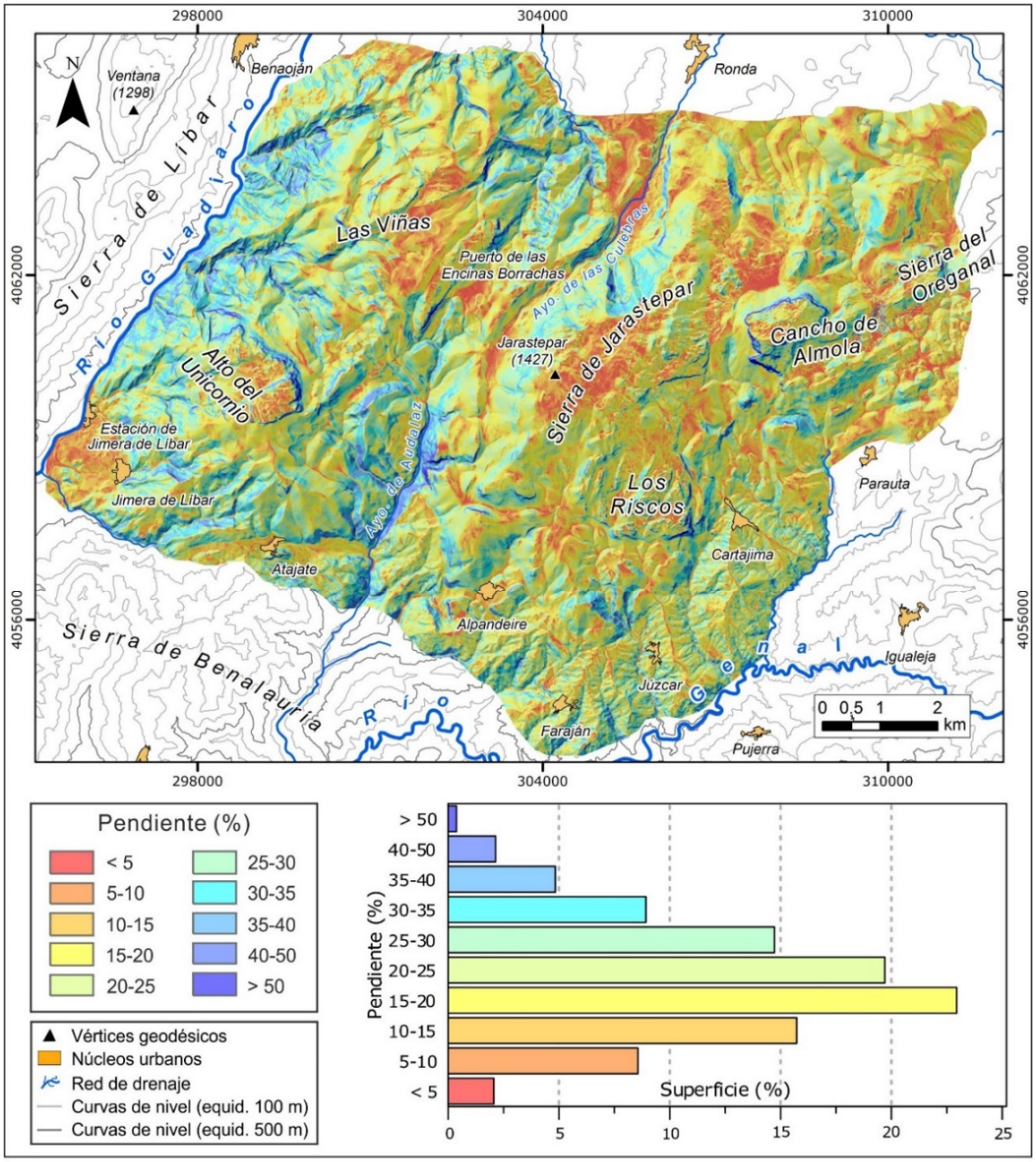


Figura 2.12. Distribución de pendientes en el área de estudio e histograma de frecuencias

2.6.3. Hidrología superficial

En la figura 2.13 se pueden diferenciar 2 sectores atendiendo al sentido del flujo de agua superficial. En la parte S, el agua discurre hacia el río Genal, mientras

que en el sector N y tercio O fluye hacia el río Guadiaro, ambos pertenecientes a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas. La divisoria hidrogeográfica entre ambas subcuencas atraviesa la zona central y más elevada de la sierra de Jarastepar, dejando el vértice geodésico de la misma al N, recorre el puerto de las Encinas Borrachas y la ladera E del Alto del Unicornio.

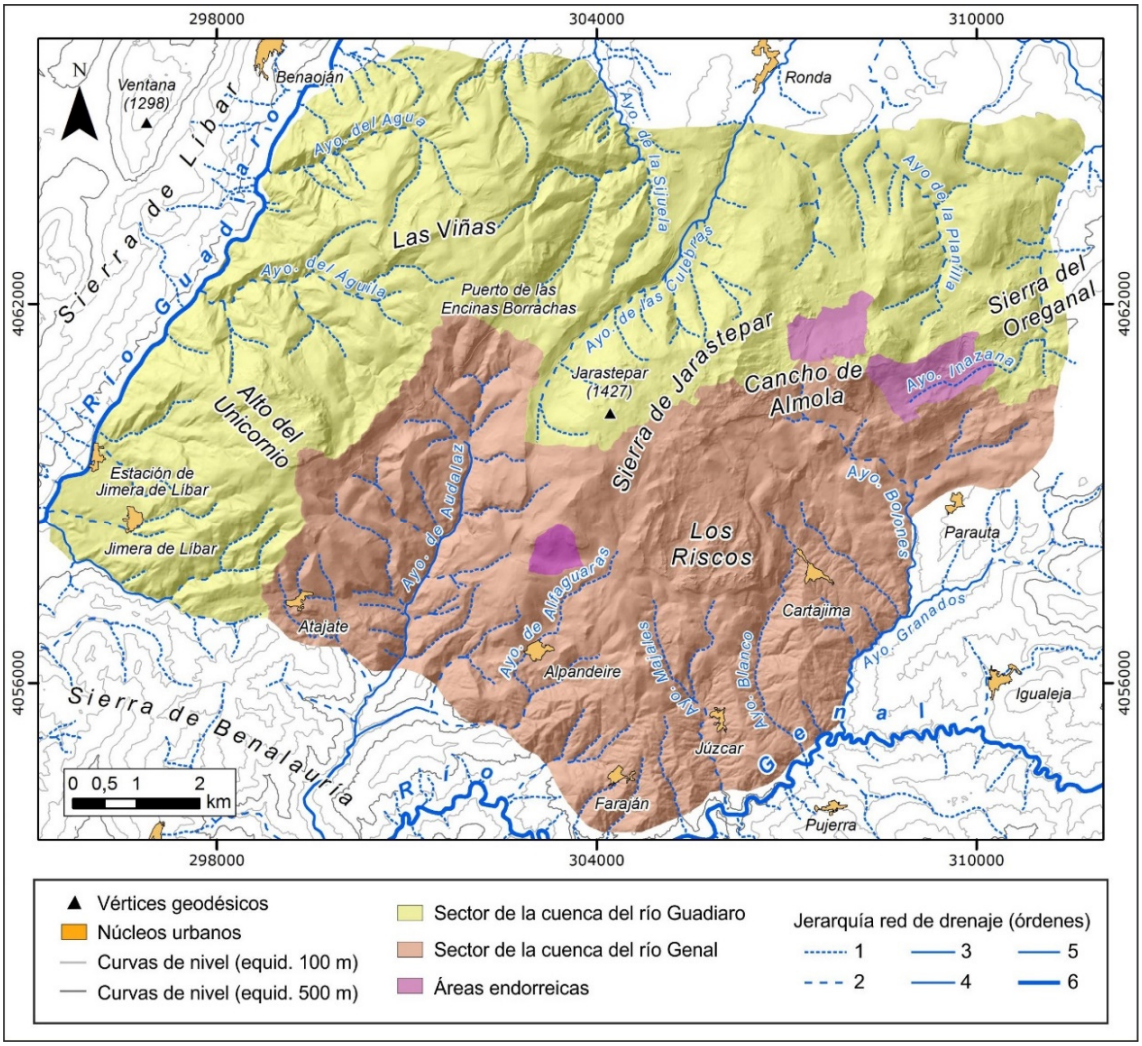


Figura 2.13. Mapa hidrológico del área de estudio realizado a partir del modelo digital del terreno

La red de drenaje sigue un patrón radial centrífugo en las principales elevaciones (Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar-Cancho de Almola), y localmente se identifican redes de drenaje dendríticas (Fig. 2.13). El valor de la densidad de la red de drenaje calculada en el área investigada es 1,4 km/km^2. Es mayor en los bordes de los macizos, donde se localizan los materiales impermeables y menos resistentes a la erosión, por lo que se han formado importantes barrancos como el del arroyo Audalaz o el arroyo del Águila, con diferencia de cota de hasta 500 m a su paso por la zona de estudio. Por otro lado,

en los sectores más elevados, formados por rocas carbonáticas permeables y con bajas pendientes, el desarrollo de la red hidrográfica es casi inexistente.

Destacan tres áreas endorreicas principales en el ámbito de investigación; dos de ellas presentan sumidero kárstico (Fig. 2.13). Una se desarrolla entre el Cancho de Almola y la sierra del Oreganal, con una superficie de 1,4 km^2, y tiene una altitud media de 1090 m (Fig. 2.14.A). Dispone de un sumidero kárstico en su extremo oriental que se activa con lluvias abundantes (Fig. 2.14.B). Esta área ha sido alterada debido a la cantera que hay en su interior. Además de la propia depresión generada como consecuencia de la extracción de roca, existe un canal artificial formado por dos barras de arena que dirigen el agua de escorrentía de dicha cuenca endorreica hacia el sumidero. Cuando tienen lugar lluvias abundantes, el agua de escorrentía suele desbordar y salir del canal para continuar su drenaje exorreico por el arroyo Inazana.

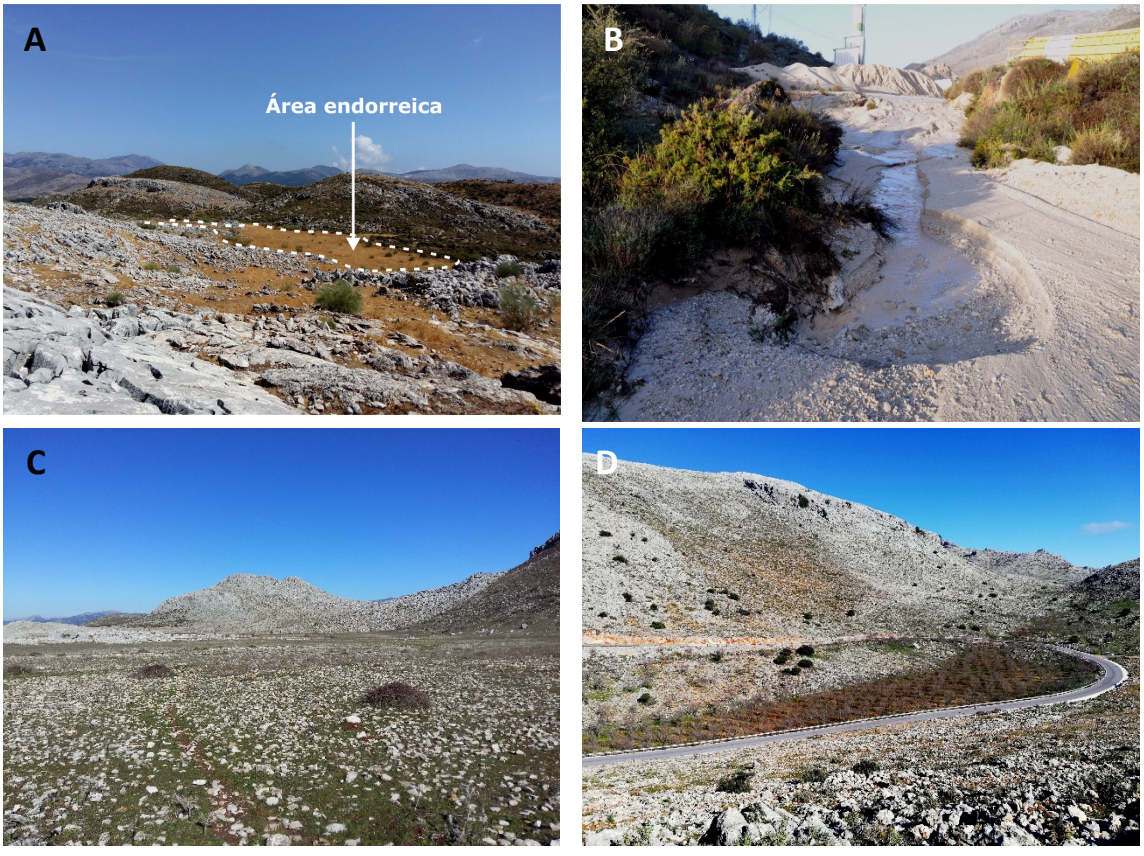


Figura 2.14. Áreas endorreicas situadas (A) entre el Cancho de Almola y la sierra del Oreganal, (B) sumidero kárstico situado al de la mencionada área endorreica, (C) al N del Cancho de Almola y (D) al N de Alpandeire

Al N del Cancho de Almola se encuentra la segunda zona endorreica en cuanto a superficie (Fig. 2.13; Fig. 2.14.C), con 1 km^2 de extensión y 1200 m de altitud media. Consiste en una uvala provista de sumidero kárstico que es activo con lluvias intensas. La tercera zona topográficamente deprimida se localiza al N de Alpandeire. Es la más pequeña de las zonas endorreicas señaladas, presenta una superficie de 0,5 km^2 y tiene una altitud media de 1030 m (Fig. 2.13; Fig. 2.14.D). El sector más llano de dicha cuenca se utiliza como zona de cultivo debido a su fácil acceso, ya que es atravesado por la carretera de Alpandeire (MA-7307).

2.6.4. Modelado kárstico y formas asociadas

Los afloramientos carbonáticos estudiados presentan un amplio desarrollo del modelado kárstico y de las formas asociadas. Los rasgos geomorfológicos que se describen a continuación están estrechamente vinculados al tipo de litología, estructura geológica, fracturación y régimen pluviométrico de la región.

La disposición de los estratos subhorizontales en la parte alta de los macizos favorece los procesos de karstificación de los materiales, que dan lugar a paisajes ruiniformes (Fig. 2.15). Las pendientes suaves (<10 %) contribuyen a generar áreas con un drenaje superficial limitado, donde es frecuente que se desarrollen formas de infiltración preferente, tanto de manera difusa (lapiaz), como de manera puntual o concentrada (sumideros) dentro de morfologías mayores como son campos de dolinas o uvalas.



Figura 2.15. Paisaje ruiniforme en el área de Los Riscos (Cartajima)

La intensa fracturación que afecta a los materiales carbonáticos, de dirección principal N-S y N40°-60°E constituye otro de los factores que controlan la evolución

del modelado kárstico. En la clasificación de las diferentes morfologías kársticas, aunque aparezcan términos intermedios, se dividen según su condición subaérea o subterránea (exo- y endokársticas), y dentro de ellas de erosión o precipitación (destructivas y constructivas); a veces suele aludirse también a formas mayores y menores en función de su tamaño.

2.6.4.1. Formas exokársticas

Las morfologías exokársticas se han desarrollado principalmente en las zonas altas de los relieves (Fig. 2.16). Para su descripción se han agrupado según sean destructivas o constructivas y, a partir de su tamaño, en intermedias o menores.

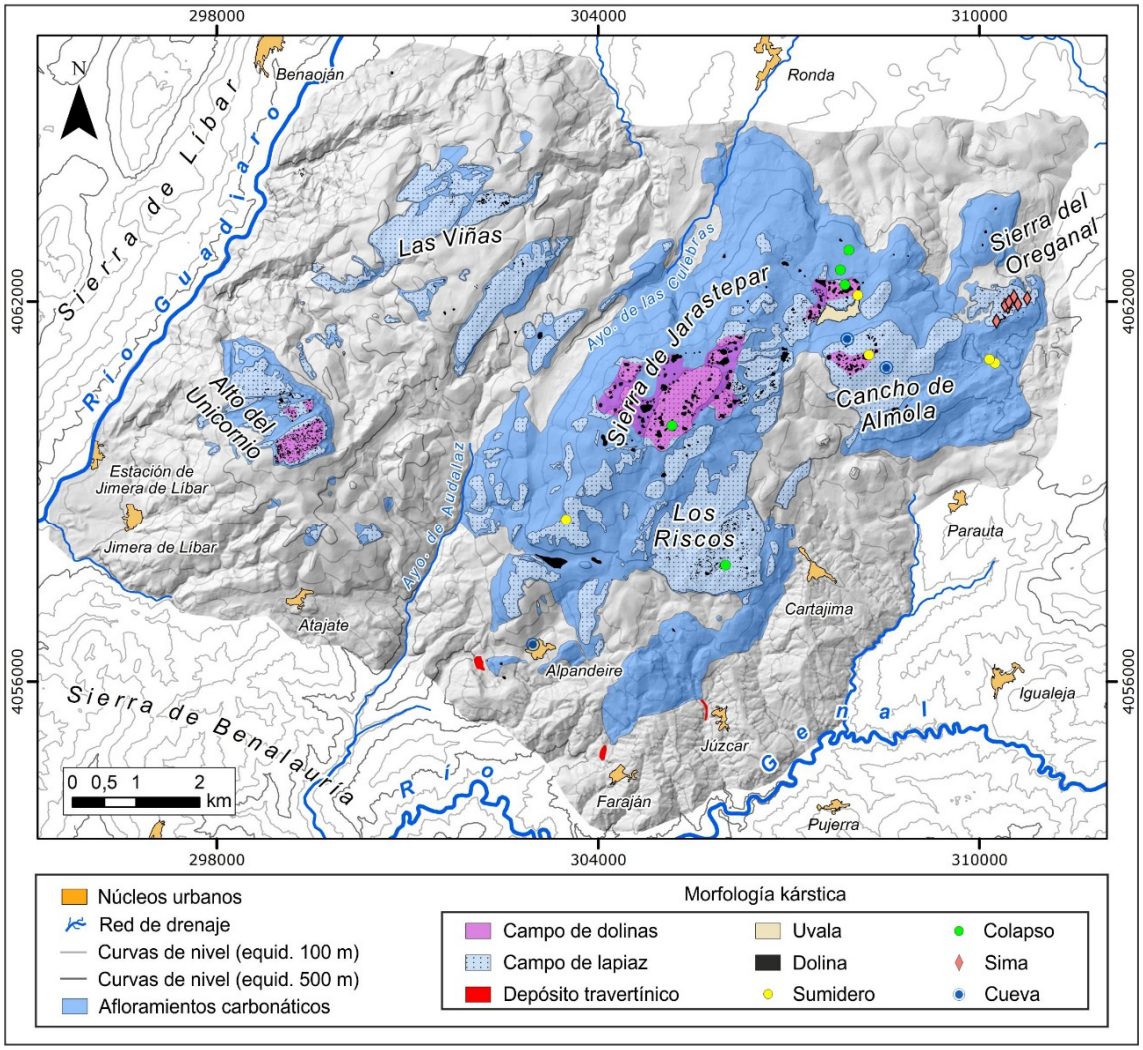


Figura 2.16. Mapa geomorfológico del área de estudio donde se representan las zonas de mayor desarrollo kárstico

Formas exokársticas destructivas intermedias

-*Dolinas:* son depresiones cerradas, endorreicas, que pueden aparecer de manera aislada (Fig. 2.17.A) o formando campos de dolinas (Fig. 2.17.B), como los que existen en la parte central de la sierra de Jarastepar, en el Cancho de Almola o en el Alto del Unicornio (Fig. 2.16). Pueden adoptar formas alargadas según la dirección de fracturas que controla su génesis o redondeadas si su formación es por disolución o colapso (Fig. 2.17.A y B). Su fondo suele estar cubierto de arcillas de descalcificación y con frecuencia presentan asociados sumideros o colapsos.

-*Uvalas:* la coalescencia de varias dolinas da lugar a extensiones de centenares de metros cuadrados, que en la mayoría de los casos se han desarrollado a favor de discontinuidades estructurales. Son áreas endorreicas donde la infiltración puede tener lugar de manera difusa o de forma concentrada a través de sumideros kársticos. En el área de estudio se puede distinguir una uvala al N del Cancho de Almola (Fig. 2.16; Fig. 2.19).

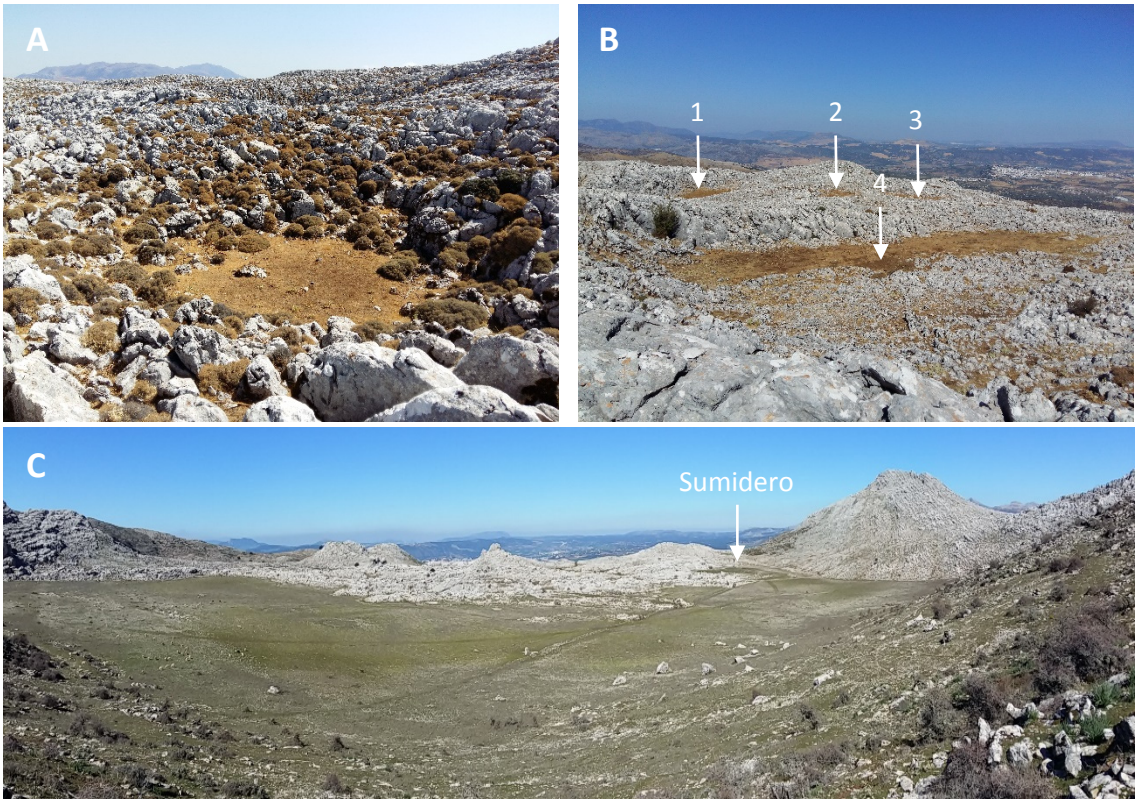


Figura 2.17. (A) Dolina con forma redondeada generada por disolución en el Cancho de Almola. (B) Campo de dolinas localizado en la parte alta del Cancho de Almola, donde se diferencian dolinas redondeadas (1-3) y una alargada (4). (C) Uvala localizada al NO del Cancho de Almola

Formas exokársticas destructivas menores

-*Lapiaz y campos de lapiaz:* están ampliamente representados en el área de estudio, sobre todo en las partes altas de los relieves (Fig. 2.16). Su formación está condicionada por la estratificación, las fracturas y el desarrollo edáfico. Se distinguen diversos tipos de lapiaces que son el resultado de la disolución de la roca al aire libre por agua de escorrentía (Fig. 2.18.B y E), o bajo una cubierta edáfica (Fig. 2.18.F). Los *pavimentos kársticos* (Fig. 2.18.A) son morfologías originadas a favor de superficies de estratificación y representan las formas menos evolucionadas.

-*Sumideros y colapsos:* son cavidades de desarrollo vertical ubicadas en el fondo de uvalas, dolinas o arroyos, a través de los cuales las aguas superficiales penetran y se incorporan al medio subterráneo. Actúan como vía de conexión entre las aguas superficiales y subterráneas (Fig. 2.19.A). Los *colapsos* se podrían considerar como la fase inicial de los sumideros, pues, su desarrollo incipiente conlleva que no sea capaz de evacuar toda el agua superficial (Fig. 2.19.B).

-*Bogaces, callejones o pasillos kársticos:* se trata de formas estrechas y alargadas, con paredes verticalizadas de varios metros de altitud (Fig. 2.19.C) que forman parte de los paisajes ruiniformes. En el área de estudio se han distinguido pasillos kársticos en el paraje de Los Riscos.

-*Tornillos:* son formas representativas del modelado de la Formación Torcal cuando los estratos se encuentran subhorizontales. Su aspecto es el de un apilamiento en la vertical de los estratos que han sido erosionados de manera diferencial por disolución (Fig. 2.19.D). En la zona de investigación se han identificado en la parte E del paraje de Los Riscos.

-*Marmitas de gigante:* formas de origen fluvial, más o menos circulares, originadas por la acción giratoria de los fragmentos de rocas (abrasión) arrastradas por la corriente y que quedan atrapadas en los huecos de los cauces. En el área de estudio se han localizado dichas formas en el arroyo Bolones y en el arroyo Majales (Figs. 2.13 y 2.19.E).

-*Kamenitzas:* son oquedades cóncavas hacia arriba, alargadas o redondeadas, de fondo plano, donde se almacena el agua que contribuye a su dilución y consecuente desarrollo de la karstificación (Fig. 2.19.F).



Figura 2.18. Tipos de lapiaces reconocidos en el área de estudio: (A) Pavimento kárstico en la sierra de Jarastepar. (B) Lapiaz estructural en el que la circulación del agua tiene lugar por las diaclasas. (C) Lapiaz estructural con hendiduras subverticales, ensanchadas por la disolución y rellenas de arcillas de descalcificación; delimitan bloques, más o menos grandes, y ortogonales en planta. (D) Lapiaz con aristas localizado en la subida por el borde S al Cancho de Almola. (E) Lapiaz estructural con hendiduras de hasta varios metros de profundidad, situado en la parte E de la sierra de Jarastepar. (F) Lapiaz cavernoso con perforaciones de diámetro medio menor de 10 cm, asociadas a la corrosión bioquímica, reconocido al N del Cancho de Almola

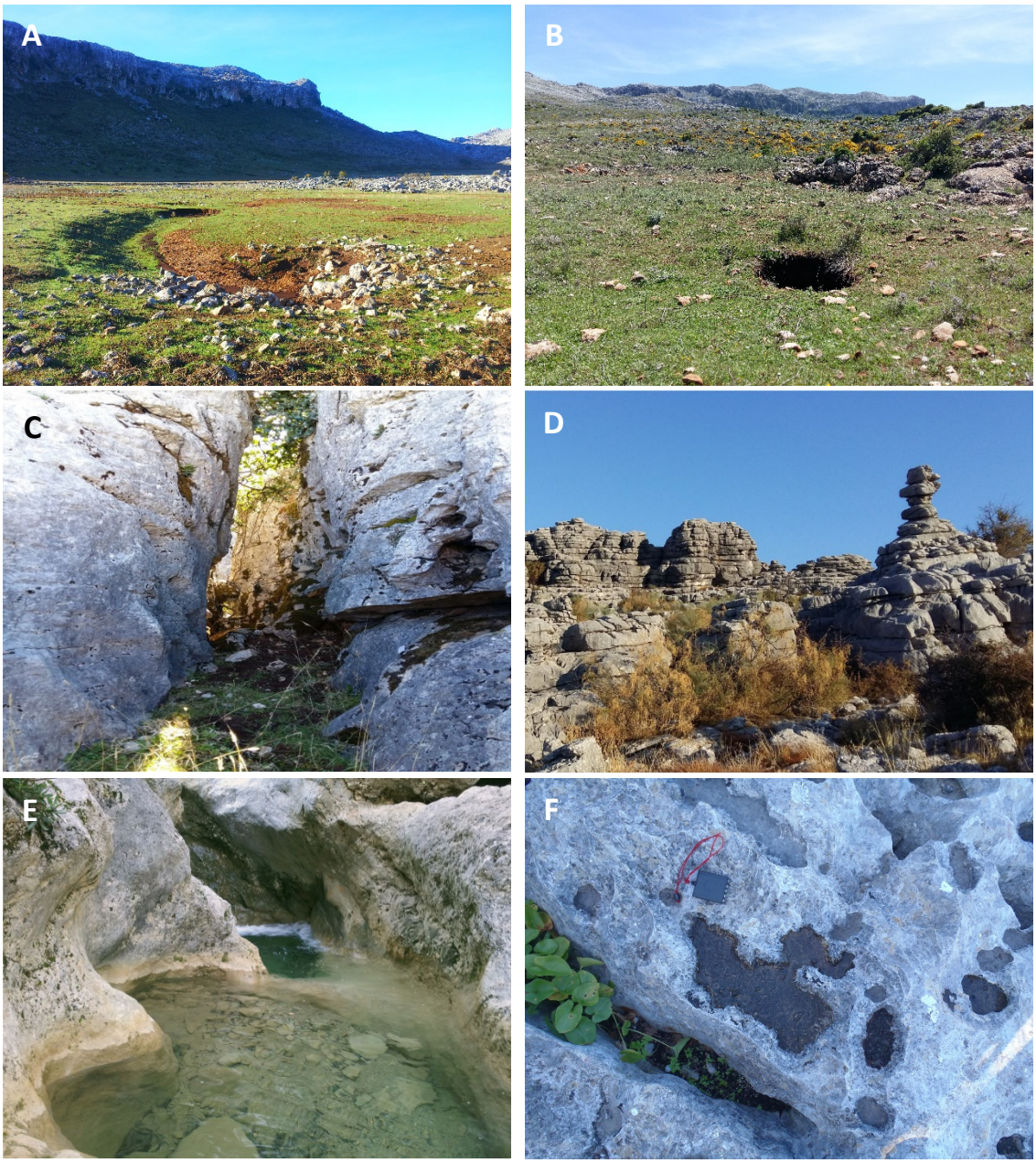


Figura 2.19. Formas exokársticas menores: (A) Sumidero kárstico dentro de la uvala situada al N del Cancho de Almola. (B) Colapso de 2 m de profundidad en el centro de una de las dolinas en el Cancho de Almola. (C) Bogaz o callejón kárstico desarrollado a favor de la dirección principal de fracturación en Los Riscos. (D) Tornillo localizado en el paisaje kárstico de Los Riscos. (E) Marmitas de gigante en el arroyo Majales, al O de Júzcar. (F) Kamenitzas en la sierra de Jarastepar

Formas exokársticas constructivas

-*Travertinos:* son depósitos asociados a la surgencia de agua procedente de materiales carbonáticos (Fig. 2.16). Se originan por la precipitación subaérea de $CaCO_3$, por procesos físico-químicos sin o con la intervención de organismos

vegetales (en este caso denominados *tobas*). Pueden llegar a generar acumulaciones de carbonato de gran espesor.

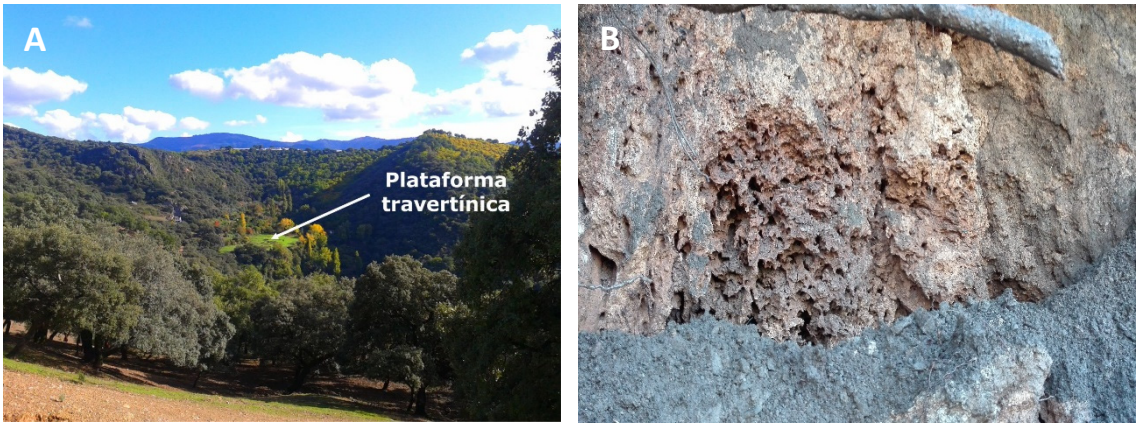


Figura 2.20. (A) Panorámica de la plataforma travertínica en el manantial de Huertos, al SO de Alpandeire. (B) Detalle de los depósitos de travertinos en el barranco Majales, próximos al manantial de La Zúa

En la zona de estudio existen depósitos travertínicos asociados a los manantiales que descargan a lo largo del contacto entre la Unidad de Nieves y el Complejo Alpujárride (Fig. 2.16). Estas formaciones deben su origen al efecto del ion común (Ca^{2+} procedente de la disolución de carbonatos y de yeso), así como por la desgasificación del agua (saturada en calcita) a la salida por los manantiales, lo que genera precipitación de $CaCO_3$. El depósito travertínico más importante se localiza en las inmediaciones del manantial de Huertos, donde constituye una pequeña terraza sobre materiales metamórficos (Fig. 2.20.A). Existe una formación asociada al manantial de Charco, de menor extensión que la anterior, localizada en un salto de agua. Por último, hay costras de travertinos en el barranco por el que discurre el agua que procede del manantial de La Zúa (Fig. 2.20.B).

2.6.4.2. Formas endokársticas

El desarrollo de morfologías endokársticas tiene lugar en el interior del macizo carbonático, donde el agua que se infiltra disuelve y amplía el tamaño de las fracturas y los planos de estratificación, dando lugar a oquedades mayores, galerías o conductos que pueden estar conectados entre sí.

Formas endokársticas destructivas

-*Simas:* cavidades o conductos kársticos verticales o muy inclinados coronados por sumideros o colapsos, que suponen la conexión entre aguas

superficiales y subterráneas. Cuando su desarrollo es idóneo, adquieren secciones circulares o elípticas y morfología cilíndrica o cónica. En el área de estudio hay algunas en la parte occidental de la sierra del Oreganal (Fig. 2.16).

-*Cuevas:* consisten en cavidades formadas por el ensanchamiento de los conductos kársticos. En el ámbito de estudio no se tiene constancia de dichas morfologías tan relevantes como en otros macizos carbonáticos cercanos. No obstante, se han reconocido 2 cuevas de pequeña dimensión en el Cancho de Almola (Fig. 2.16; Fig. 2.21.A).

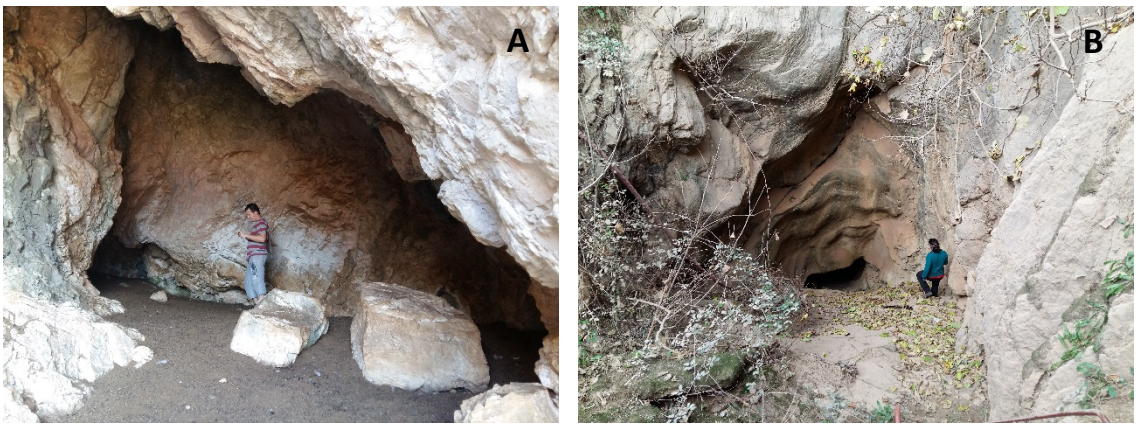


Figura 2.21. Formas endokársticas reconocidas en el área de estudio: (A) Cueva situada en la vertiente S del Cancho de Almola. (B) Cavidad vertical conocida como Pozancón, localizada en el municipio de Alpandeire

Cabe destacar una estructura endokárstica de importancia en esta investigación, conocida con el nombre de Pozancón (Fig. 2.21.B). Dicha forma consiste en una cavidad semi-vertical de aproximadamente 20 m de profundidad y 40 m de recorrido horizontal que intercepta el nivel piezométrico del acuífero y se comporta como aliviadero del mismo en los eventos de recarga abundante. Se localiza en el municipio de Alpandeire, en la margen izquierda del arroyo de Las Alfaguaras (Fig. 2.13). Las exploraciones espeleológicas realizadas previas a este estudio permiten describir la cueva de Pozancón como una galería ligeramente inclinada aproximadamente 50º hacia el N. El diámetro máximo de la boca de entrada es de 8 m y va disminuyendo gradualmente hasta llegar a su paso más estrecho (1,5 m) entre los 9 y 13 m de profundidad; a partir de aquí comienza de nuevo un ensanchamiento y da lugar a una sala inundada que culmina en un sifón, a través del cual se vislumbra una amplia continuidad de la cavidad, aún sin explorar por completo.

2.6.5. Suelo

2.6.5.1. Tipos de suelo

Los macizos de Las Viñas-Alto del Unicornio y la sierra de Jarastepar presentan un suelo relativamente escaso. La escarpada orografía junto con los afloramientos carbonáticos de la región dificultan la formación de un suelo maduro. No obstante, se pueden encontrar suelos con cierto desarrollo en áreas endorreicas, como dolinas o uvalas. Este tipo de suelo se genera a partir del resto arcilloso e insoluble, producto de la disolución de los materiales carbonáticos (*terra rossa*).

La distribución espacial general de los diferentes tipos de suelo en el área se ha basado en los trabajos realizados en el marco del proyecto de Lucha Contra la Desertificación en el Mediterráneo (LUCDEME, 1995a; b; 1996a; b), que proporcionan información sobre la profundidad, textura, contenido en carbono orgánico, capacidad de campo y punto de marchitez permanente para cada uno de los horizontes. No obstante, se han llevado a cabo jornadas de campo para revisar y completar la cartografía en los sectores donde existía menor resolución.

Los suelos con mayor representación son los cambisoles cálcicos (Fig. 2.22), desarrollados sobre margas y margocalizas, en áreas de pendientes de suaves a inclinadas (Fig. 2.12). La profundidad efectiva suele estar alrededor de 75 cm, aunque puede ser menor a causa de la erosión, o estar limitada por una costra calcárea a poca profundidad (30 cm). En segundo lugar se encuentran los leptosoles y xerosoles cálcicos (Fig. 2.22), propios de relieves montañosos, en los que la dureza de las rocas no permite que el desarrollo del suelo sea superior a 30 cm, salvo en depresiones kársticas como dolinas o uvalas, donde se acumulan arcillas de descalcificación y la potencia del suelo suele ser algo mayor. Los regosoles calcáricos y solonchank (Fig. 2.22) se caracterizan por ser suelos algo más evolucionados que los anteriores, bastante pedregosos y con potencias alrededor de los 50 cm. Suelen encontrarse sobre materiales dolomíticos, favorecidos por la presencia de matorrales leñosos o encinas dispersas.

Los luvisoles son los suelos más desarrollados que podemos encontrar en la región. Su profundidad suele ser mayor de 75 cm y disponen de un contenido de materia orgánica superior a los anteriores.

Finalmente, existen sectores ocupados por lapiaces donde el desarrollo de suelo es casi inexistente (Fig. 2.22). Se presentan considerables extensiones de roca

desnuda donde, a lo sumo, pueden encontrarse grietas, más o menos grandes, con arcillas de descalcificación o *terra rossa*.

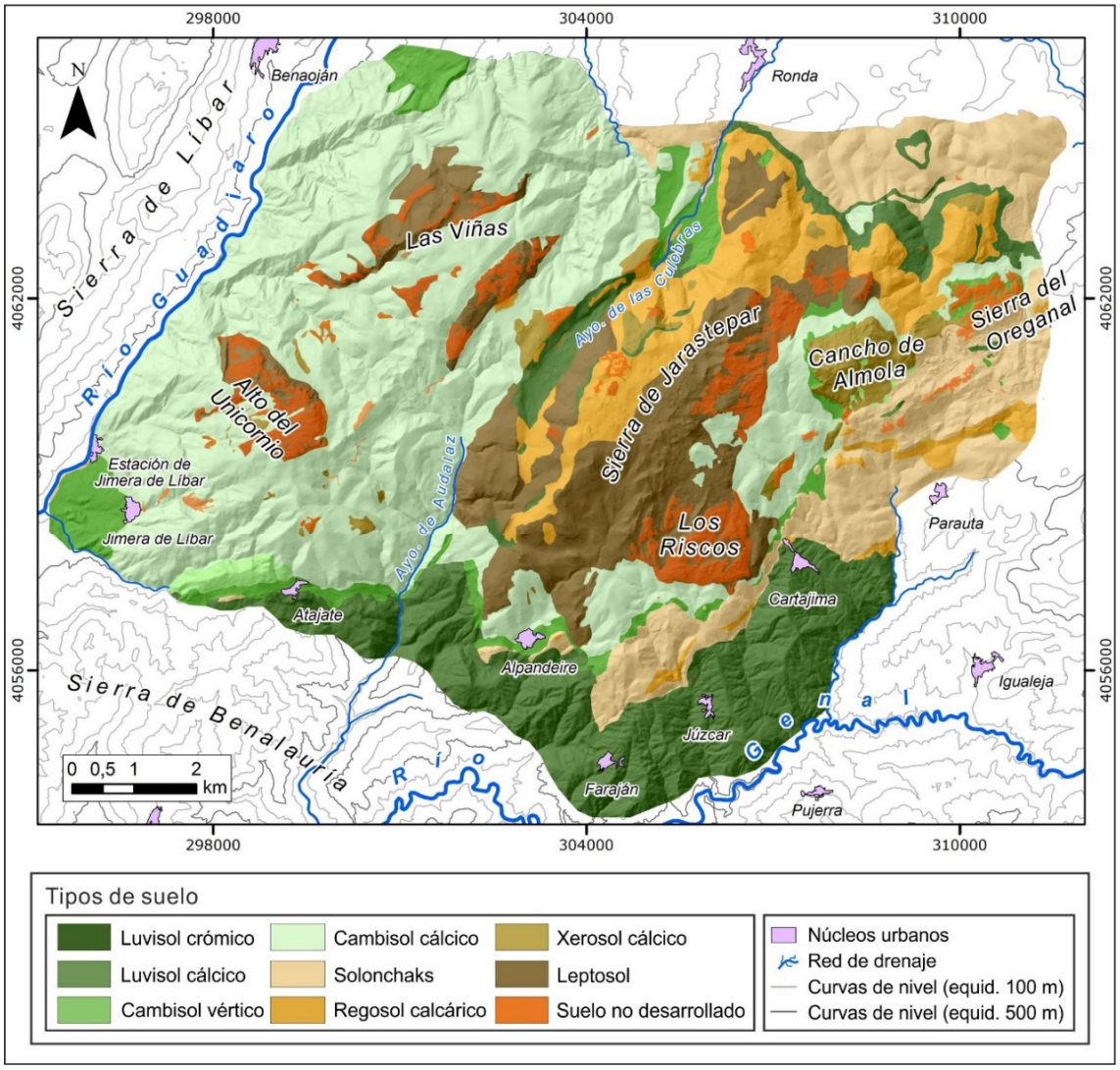


Figura 2.22. Mapa de distribución de suelos en el área de estudio modificado a partir de los datos obtenido en el proyecto LUCDEME (1995a; b; 1996a; b)

2.6.5.2. Usos del suelo

El tercio occidental de la provincia de Málaga se caracteriza por la poca extensión de los usos agrícolas del terreno (Fig. 2.23). Esto es consecuencia de los relieves montañosos que lo constituyen. La Serranía de Ronda y otras sierras litorales occidentales determinan un relieve de fuertes pendientes y poca calidad de suelos, que son factores limitantes para la actividad agrícola.

A partir de la simplificación realizada sobre la base cartográfica del Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España (SIOSE), a escala 1:10.000, se

observa la diversidad de usos del suelo en los relieves investigados (Fig. 2.23). Los cultivos se encuentran ocupando los terrenos más blandos y con menor pendiente, ya que suelen tener un mayor desarrollo del suelo. En el borde SE se encuentra la extensión más importante de masa forestal (coníferas y quercíneas), además de los cultivos de castaños, tan frecuentes en el Valle del Genal.

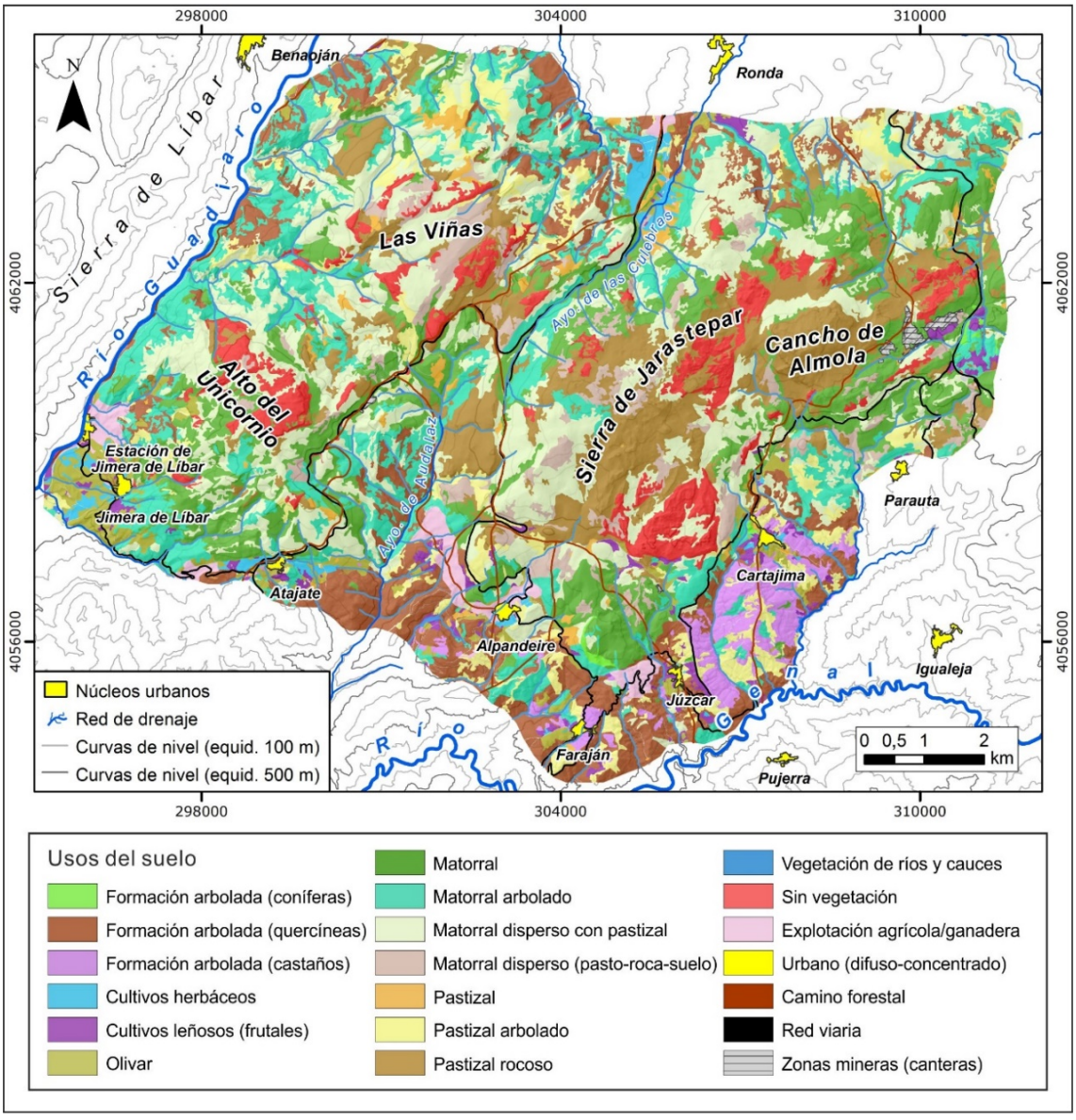


Figura 2.23. Mapa de usos del suelo y coberturas vegetales en el área de estudio elaborado a partir de la simplificación de la base cartográfica del Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España (SIOSE)

La mayor parte del área se encuentra ocupada por matorral disperso con pastizal, general y arbolado (Fig. 2.23). Existen amplias zonas, principalmente en la mitad oriental, ocupadas por pastizal arbolado o rocoso, que coinciden con zonas de menor pendiente y poco suelo desarrollado. En el sector occidental abundan las

áreas de matorral arbolado, coincidiendo en gran medida con pendientes elevadas. Las explotaciones agrícolas o ganaderas concentradas se localizan próximas a los núcleos de población como Júzcar, Alpandeire y Estación de Jimera de Líbar, fuera de los límites de los afloramientos carbonáticos.

Una de las actividades económicas más importantes que tienen lugar en el área de estudio es la ganadería extensiva (ovina y caprina), que se desarrolla sobre los terrenos ocupados por las variedades de matorral y pastizal, en algunos casos ocupando zonas endorreicas (Fig. 2.24.A). Por otro lado, existe una planta de explotación y procesado de áridos reciclados al N de Parauta, donde no se realiza control de los materiales producidos (Fig. 2.23; Fig. 2.24.B).

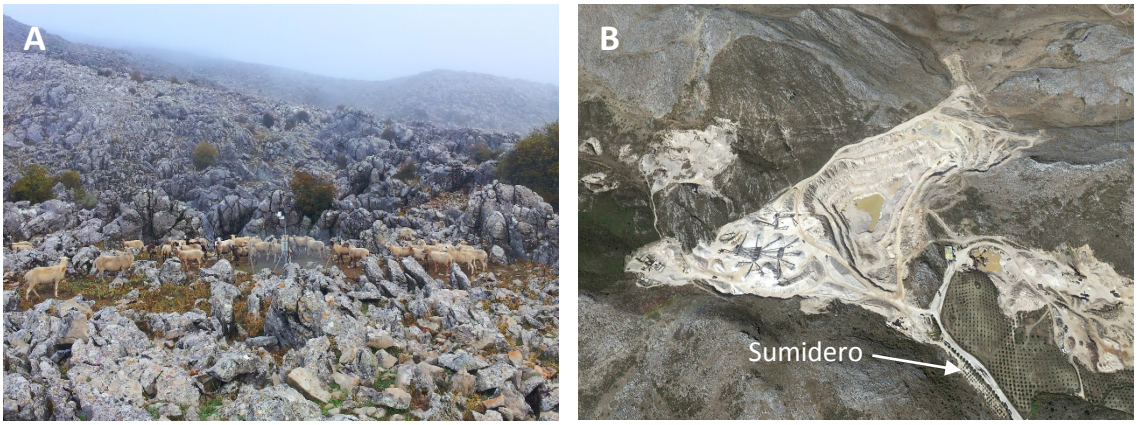


Figura 2.24. (A) Desarrollo de actividad ovina aprovechando una pequeña zona endorreica de pastizal rocoso. (B) Vista aérea de la cantera de áridos de Parauta (véase situación en la figura 2.23)

3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

3.1. Generalidades sobre la dinámica de las precipitaciones y temperatura a escala regional

La distribución y la regularidad de las precipitaciones en Andalucía están sujetas a dos tipos de condicionantes fundamentales (ITGE-Junta de Andalucía, 1998). El primero de ellos viene determinado por el comportamiento global de la circulación atmosférica asociado a los sistemas ciclónicos y anticiclónicos. Así, la mitad occidental del territorio andaluz está más expuesta a las masas de aire húmedo procedentes del Océano Atlántico que la parte oriental, lo que provoca un descenso gradual de la cantidad de precipitación y del número de días de lluvia desde el extremo occidental al oriental. Sin embargo, la influencia de las precipitaciones de origen Mediterráneo, generalmente de mayor intensidad, es menor en el sector occidental de Andalucía. Por ejemplo, los valores de precipitación anual que se registran en Grazalema, en la provincia de Cádiz (zona húmeda), son superiores a 2000 mm, mientras que en el área de Cabo de Gata, en la provincia de Almería (zona árida), la precipitación puede ser inferior a 200 mm. En áreas geográficas intermedias (provincias de Málaga y Granada) se lleva a cabo la transición pluviométrica entre los dos sectores anteriores.

El segundo factor, el relieve y su altitud, presenta generalmente una relación positiva y directa con respecto a la cantidad de precipitaciones. No obstante, la topografía regional impone unos corredores orográficos y condiciones de barrera (efecto Föehn), que generan mayor precipitación en las vertientes de las montañas situadas a barlovento, enfrentadas a los frentes dominantes de origen Atlántico, y menor precipitación a sotavento. La orientación NE-SO de los relieves alpinos de la Cordillera Bética favorece la extensión de la influencia oceánica hacia la parte nororiental de la comunidad autónoma. Sin embargo, las zonas deprimidas topográficamente (depresiones intramontañosas) y, sobre todo, los sectores orientales de la comunidad andaluza (levante almeriense y nordeste granadino) quedan a sotavento de la influencia oceánica. En estos últimos sectores existe una mayor influencia de las masas de aire de origen Mediterráneo, caracterizadas por presentar menor humedad, aunque pueden dar lugar al desarrollo de nubosidad de tipo convectivo que se manifiesta con lluvias de carácter tormentoso.

De acuerdo con los factores antes indicados, en la provincia de Málaga y en las regiones limítrofes adyacentes se pueden distinguir cuatro zonas con diferentes rangos de valores anuales de precipitación media (Senciales, 2007; Fig. 3.1):

- Seca-semiárida, con precipitaciones inferiores a 600 mm/año. Se extiende por las zonas bajas de la comarca de Antequera, valle del río Guadalhorce, zonas de media y baja altitud de la parte central de la provincia, y costa centro-oriental de la provincia de Málaga.

- Subhúmeda, cuyos valores de precipitación están comprendidos entre 600 y 1000 mm/año. Ocupa parte de la zona occidental de la provincia, los Montes de Málaga y el cuadrante nororiental de la provincia. En esta zona subhúmeda se encuentra parte del área de estudio de la presente Tesis Doctoral (Fig. 3.1).

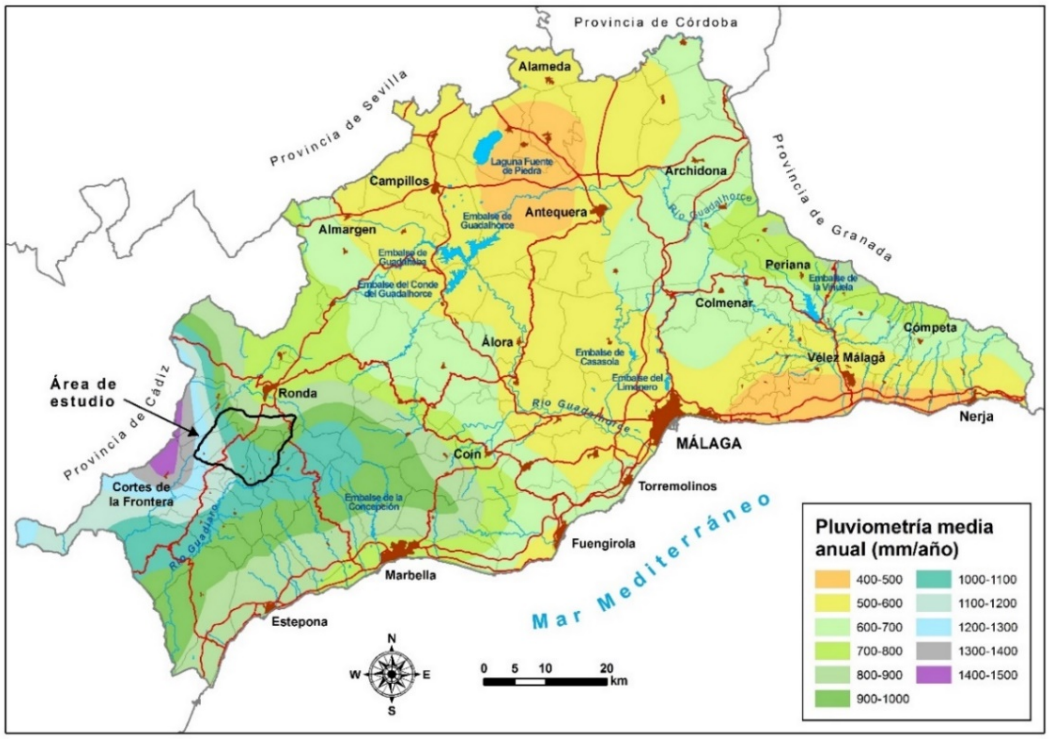


Figura 3.1. Distribución de las precipitaciones en la provincia de Málaga. Modificado de Senciales (2007)

- Húmeda, con precipitaciones superiores a 1000 mm/año, incluye la mayor parte de la Serranía de Ronda y la Sierra de las Nieves, situadas en la parte occidental de la provincia.

- Hiperhúmeda, donde las precipitaciones medias superan los 1500 mm/año. De extensión muy reducida, comprende el extremo occidental de la provincia de Málaga en el límite con la de Cádiz (sierra de Líbar).

En cuanto a la temperatura del aire en la provincia de Málaga (Fig. 3.2), está influenciada por su localización geográfica en las latitudes más bajas de la Península Ibérica, por la proximidad al mar y por el relieve (Senciales, 2007). La latitud es, a grandes rasgos, común en toda la provincia, lo que implica un elevado número de horas de sol al año. El segundo, la proximidad al mar, proporciona vapor de agua a la atmósfera y, con ello, una mayor regulación térmica. Por esta razón los inviernos son más suaves (temperaturas medias de 10-15 °C) en las áreas costeras que en el interior (5-10 °C). Por último, el relieve induce diferencias térmicas a escala local, ya que actúa como una pantalla, bien frente a los vientos fríos del norte (en el caso de las zonas costeras) o, por el contrario, frente al efecto suavizante del mar (en poblaciones situadas hacia el interior).

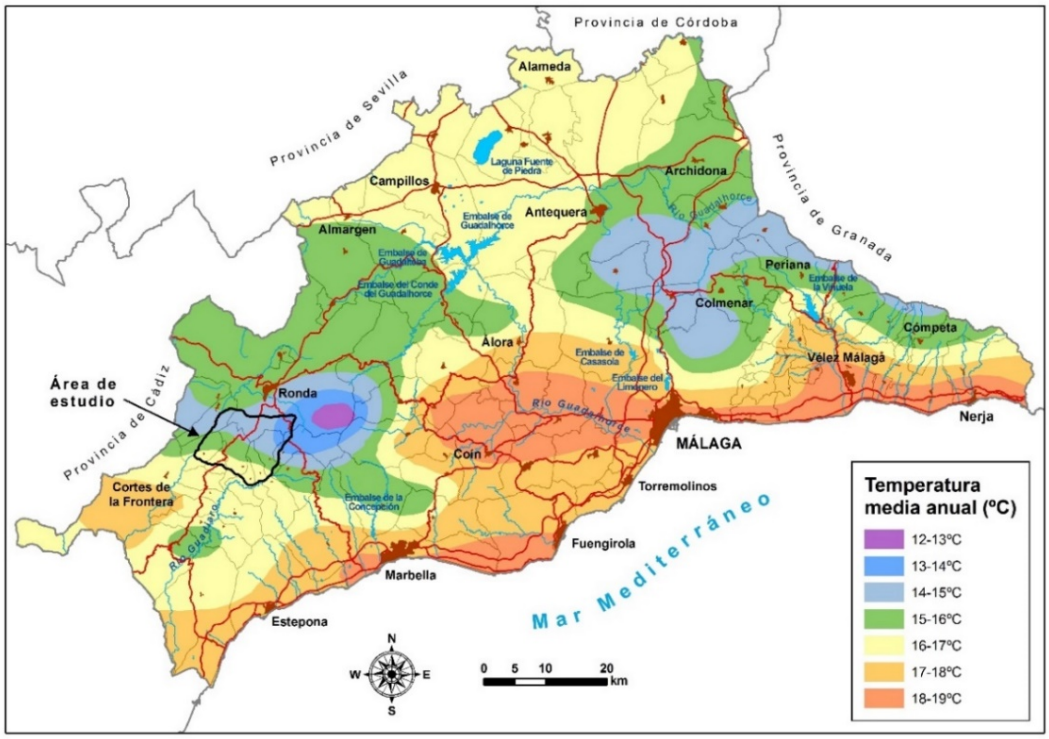


Figura 3.2. Distribución de la temperatura del aire en la provincia de Málaga. Modificado de Senciales (2007)

Las temperaturas medias anuales en la provincia de Málaga presentan valores que varían entre 17 y 19 °C, en la mayor parte de la costa, e inferiores a 15 °C, en los macizos montañosos del interior (Senciales, 2007; Fig. 3.2). Los

mínimos térmicos anuales tienen lugar en la Sierra de las Nieves, mientras que los máximos se registran en el valle bajo del río Guadalhorce, en la Costa del Sol oriental y en la franja costera comprendida entre Marbella y Fuengirola.

El ámbito de estudio se caracteriza por tener un clima de tipo Mediterráneo, con inviernos fríos, veranos cálidos y lluvias concentradas en otoño e invierno. Según la clasificación de Köppen, aplicada por la Agencia Estatal de Meteorología y el Instituto de Meteorología de Portugal (AEMET-IMP, 2011), se trata de un clima templado con verano seco y caluroso (Csa). Se extiende por la mayor parte de la mitad sur de la península y de las regiones costeras mediterráneas, a excepción de las zonas áridas del sureste.

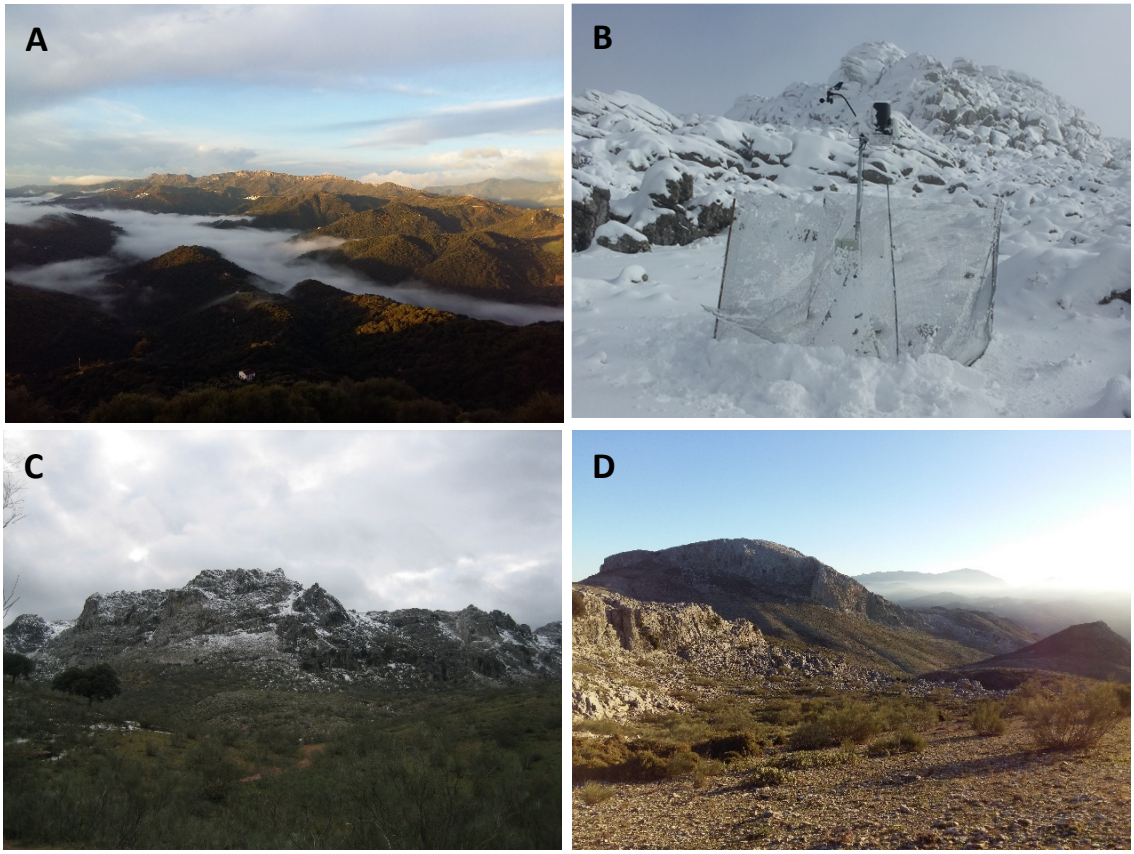


Figura 3.3. (A) Panorámica del barranco Audalaz, al O de Alpandeire (noviembre de 2016). (B) Estación meteorológica cubierta de nieve en la sierra de Jarastepar (enero de 2015). (C) Vista, desde el E, de las cumbres nevadas de Alto del Unicornio (enero de 2017). (D) Vista, desde el O, del Cancho de Almola (mayo de 2017)

3.2. Pluviometría

3.2.1. Tratamiento previo de los datos

La red de control pluviométrica considerada en esta Tesis Doctoral consta de 16 estaciones meteorológicas que abarcan un rango altitudinal comprendido entre 429 y 1317 m s.n.m. (Tab. 3.1). Más de la mitad de ellas (9) pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 4 son de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA) y 3 fueron instaladas por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) en el marco de la presente investigación, con el fin de cubrir las zonas elevadas donde no existían estaciones oficiales. Todas ellas disponen de un registro de lluvia diario, excepto las controladas por el CEHIUMA que proporcionan datos horarios. Las características principales de cada una de ellas se resumen en la tabla 3.1 y su ubicación geográfica se muestra en la figura 3.4.

Est. Pluviométrica	Referencia	Coordenadas (UTM)		Altitud	Periodo de registro	Nº años de registro	% de años completo	Fuente
		X	Y	(m s.n.m.)				
Ronda	C163	306397	4068473	583	1930/31-2012/13	83	63	DHCMA
Alpandeire	6045	303133	4056569	674	1937/38-2016/17	80	91	AEMET
Cartajima	6043	307383	4057658	846	1942/43-2013/14	72	97	AEMET
Montejaque	6037	300249	4069848	530	1942/43-1997/98	56	86	AEMET
Cueva de la Pileta	6035	296071	4062700	920	1961/62-2012/13	52	56	AEMET
Ronda (Quejigales)	6031	315923	4061942	1180	1965/66-2009/10	45	20	AEMET
Pujerra	S14	305308	4050215	1020	1980/81-2016/17	37	86	DHCMA
Cortes de la Frontera	C385	290627	4055368	640	1978/79-2013/14	36	94	DHCMA
Jimera de Líbar	6038	296126	4059769	429	1965/66-1997/98	33	33	AEMET
Ronda (OP)	C371	306291	4069246	720	1975/76-2000/01	26	77	DHCMA
Parauta (Ventilla)	6031I	310729	4060667	1020	1971/72-1982/83	12	92	AEMET
Ronda (IES)	6032X	306503	4069537	753	2009/10-2015/16	7	43	AEMET
Atajate	6045D	299362	4057381	737	2014/15-2016/17	3	100	AEMET
Los Riscos	CEHIUMA-LR	305904	4057748	983	2013/14-2016/17	4	75	CEHIUMA
Jarastepar	CEHIUMA-J	305982	4060253	1317	2014/15-2016/17	3	100	CEHIUMA
El Almendral	CEHIUMA-EA	300338	4060430	981	2014/15-2016/17	3	100	CEHIUMA

Tabla 3.1. Características principales de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio

Las estaciones meteorológicas no tienen una distribución regular en los relieves objeto del presente estudio (Fig. 3.4). La mayoría están ubicadas en el borde meridional de los macizos montañosos, aunque existe mayor representación en los núcleos urbanos de Jimera de Líbar, Atajate, Alpandeire y Cartajima.

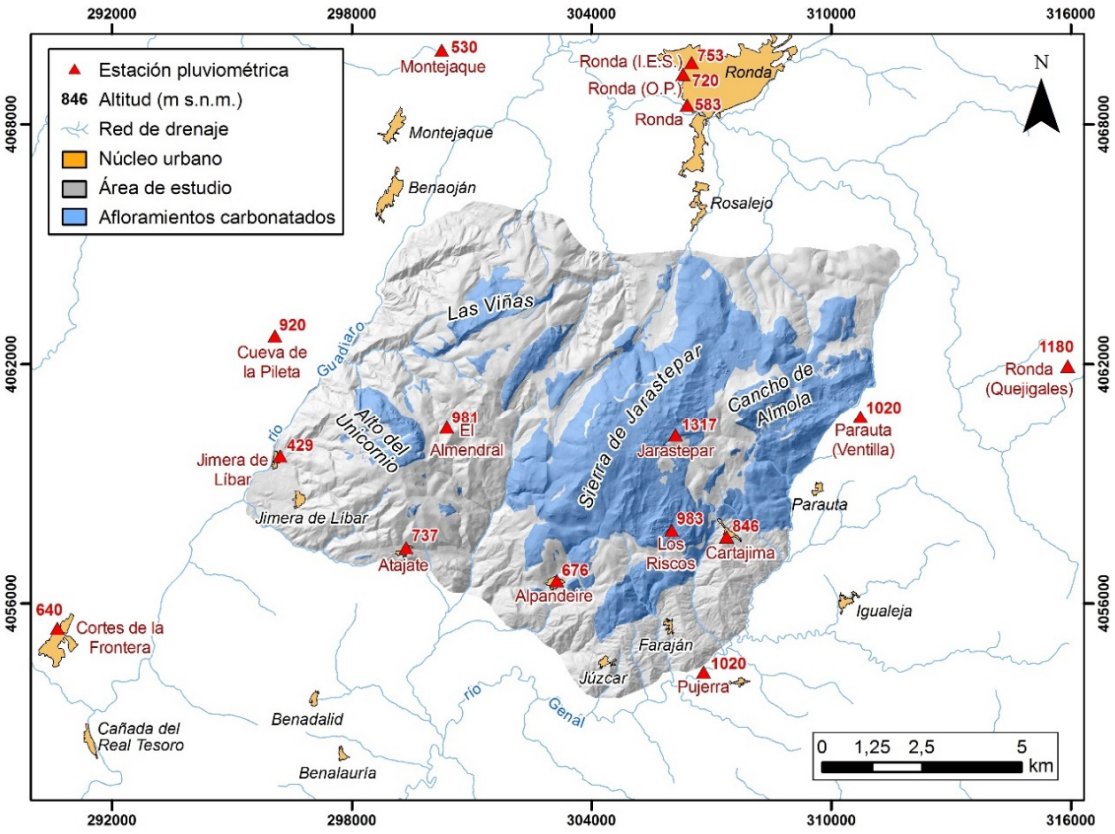


Figura 3.4. Situación de las estaciones pluviométricas en el área de estudio

El periodo de registro varía en función de la estación considerada (Tab. 3.1.). Del total de 16 estaciones, sólo 9 tienen más de 30 años de registro completo, aunque en todas ellas existen años incompletos. El valor promedio de años de registro es 35, con 9 estaciones que superan esta cifra. Las estaciones con el periodo de registro más largo son Ronda (83 años), Alpandeire (80 años) y Cartajima (72 años); estas dos últimas son las que disponen de series más largas y completas, con 91 y 97 % de años completos, respectivamente. Las estaciones de Pujerra y Cortes de la Frontera presentan series de datos más cortas que las anteriores (37 y 36 años), aunque bastante completas (86 y 94 % de años completos, respectivamente). Las estaciones que se instalaron durante el periodo de investigación cuentan con las series de datos más cortas; son las de Los Riscos, Jarastepar y El Almendral, las dos últimas sin lagunas de datos en sus series. En el caso de la estación de Los Riscos, cuya instalación se efectuó comenzado el año hidrológico 2013/14, la serie de datos no es completa. La estación de Atajate dispone de 3 años de registro completos. A excepción de las estaciones denominadas Ronda, Alpandeire, Pujerra y Atajate, el resto han sido desmanteladas, abandonadas y/o no existen en la

actualidad, a pesar de que en algunas se disponía de series de datos de varias décadas.

El primer paso en el tratamiento de los datos de precipitación ha consistido en identificar las lagunas de información existentes en los registros originales, primero en las series mensuales y seguidamente en las anuales, con el fin de obtener series de datos homogéneas y comparables entre sí para un determinado período de tiempo. La tabla 3.2 muestra los valores de precipitación anual registrados en cada una de las 16 estaciones existentes. A continuación, se ha procedido al completado de las series mensuales de datos de precipitación mediante regresión lineal entre pares de estaciones, de manera que los datos incompletos de cada estación se han generado a partir de la ecuación de la recta que relaciona esta con la que presenta el mayor coeficiente de correlación (R^2).

Para el estudio pluviométrico histórico realizado con motivo de la presente investigación, atendiendo a la longitud de las series de datos, del número de años hidrológicos completos existentes y de la representatividad espacial dentro del área de estudio, se ha seleccionado la información procedente de 9 de las 16 estaciones pluviométricas de la red de control. En concreto, las estaciones pluviométricas seleccionadas son (Tab. 3.3): Ronda, Alpandeire, Cartajima, Montejaque, Cueva de la Pileta, Jimera de Líbar, Pujerra, Cortes de la Frontera y Ronda –Quejigales-. El análisis se ha realizado desde el año 1950/51 hasta el año 2016/17 (67 años hidrológicos). En la tabla 3.3 se resumen los principales resultados obtenidos, destacando en negrita los datos completados.

El último paso llevado a cabo en el análisis de datos pluviométricos ha consistido en aplicar el método de dobles masas o dobles acumulaciones a las series de datos anuales ya completadas (Tab. 3.3), con el fin de detectar y corregir los errores sistemáticos y/o accidentales existentes. Como estación tipo se ha considerado la que presenta la serie de datos más larga y completa (Cartajima, con 72 años de registro y 97 % de años completos). No se ha detectado error alguno en las estaciones durante el periodo 1950/51 - 2016/17.

Año hidrológico	Ronda	Alpandeire	Cartajima	Montejaque	Cueva de la Pileta	Jimera de Líbar	Parauta (Ventilla)	Ronda (OP)	Pujerra	Cortes de la Frontera	Ronda (Quejigales)	Ronda (IES)	Atajate	Los Riscos	Jarastepar	El Almendral
1950/51	489	1010	1164	768												
1951/52	688	1098	1389	971												
1952/53	462	731	886	543												
1953/54	543	969	952	626												
1954/55	712	1158	1378	601												
1955/56	927	1282	1614													
1956/57	360	712														
1957/58	467	711	972	703												
1958/59	638	1183	1253	612												
1959/60	912	1620	1663	890												
1960/61		1232	1192		1373											
1961/62		1819	1837		2214											
1962/63	1139	2112	2085	1477	2395											
1963/64	881	1734	1849	1059	2224											
1964/65	419	1022	959	621												
1965/66	555	1040	967	805	1601											
1966/67	502	612	643	601												
1967/68	679	1079	1073	776	1346	1057										
1968/69	1020	1653	1619	913	2380											
1969/70	1023	1359	1268	916	1783											
1970/71	850	1207	1001	708	1761	1325										
1971/72	634	938	491	588		1060	1214									
1972/73	504	887	587	553	1077	795	964									
1973/74	335	707	574	415	971	726	625									
1974/75	420	629	492	341	832	703	508									
1975/76	598	915	897	592	1186	947	766	357								
1976/77	700	1154	975	747	1725	1269	1323	721								
1977/78	559	1058	710	629		1298	1226	719								
1978/79	870	1225	915	678	1829		1311	846		1436						
1979/80	575	780	677	564		1047		597		1115						
1980/81	347	631	499	373		682	599	432	575	756						
1981/82	470	803	538	452	1189		835	609	757	1194						
1982/83	490	659	408	380	991	752	516	536	447	847						
1983/84	594		1150	1013	1452	943		719	1001	1348						
1984/85	656	1368	1435	961		1283		729	1236	1450						
1985/86	586	900	980	743	1449			680		1357						
1986/87	525	924	890	773	1270			553		1053						
1987/88	705	1016		836	1410	1234		779	1034	1346						
1988/89	483		1083	243					1182	993						
1989/90	996		2693	820	1713	1541			2256	1700						
1990/91	716	971	1092	566				640	1002	1288						
1991/92	526	754	1056	449	980	714		507	854	886	1060					
1992/93	434	725	1096					417	679	782	792					
1993/94		636	843	506	909	747		466	731	766	825					
1994/95		439	490	291	557	445		282	509	520						
1995/96		1515	1584		2109	1870		992	1775	1863	1803					
1996/97		1241	1500	1258	1768	1801		1016	1622	1803	1653					
1997/98		1301	1329						1303	1606	1386					
1998/99		518	446		660				605	576	552					
1999/00		914	875		1268				1073	1030	1170					
2000/01		1391	1412		2155				1342	1709	1504					
2001/02		713	676		1095				837	831						
2002/03		934	922		1449					1272						
2003/04		1273	1317		1424				1397	1314						
2004/05		449	397		568				589	514						
2005/06		828	765		1016					920						
2006/07	593	959	814		1110				1097	1083						
2007/08	561	802	698		1010				909	881	1041					
2008/09	664	924	611		1425				899	1282						
2009/10		1973	1575		2408				2088	2132						
2010/11	524	1012	1209		1598				1305	1372						
2011/12		889			900				831							
2012/13		1705	1494		1886					1890		897				
2013/14		934							711			527				
2014/15		921							803			560	930	866	800	1062
2015/16		955							1069			470	954	894	839	1101
2016/17		807							1025				1024	804	670	1086

Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones situadas en el área de estudio, registrados durante el periodo 1950/51 - 2016/17

Año hidrológico	Ronda	Alpandeire	Cartajima	Montejaque	Cueva de la Pileta	Jimera de Líbar	Pujerra	Cortes de la Frontera	Ronda (Quejigales)	P media anual (mm)
1950/51	489	1010	1164	768	**1516**	**1139**	**1005**	**1322**	**963**	1042
1951/52	688	1098	1389	971	**1901**	**1426**	**1093**	**1652**	**1342**	1284
1952/53	462	731	886	543	**1086**	**820**	**728**	**969**	**911**	793
1953/54	543	969	952	626	**1239**	**932**	**967**	**1075**	**1060**	929
1954/55	712	1158	1378	601	**1193**	**898**	**1151**	**1059**	**1379**	1059
1955/56	927	1282	1614	**1025**	**2004**	**1499**	**1273**	**1714**	**1771**	1456
1956/57	360	712	**690**	**605**	**1203**	**908**	**713**	**1065**	**720**	775
1957/58	467	711	972	703	**1385**	**1042**	**707**	**1209**	**905**	900
1958/59	638	1183	1253	612	**1214**	**916**	**1175**	**1076**	**1236**	1034
1959/60	912	1620	1663	890	**1743**	**1308**	**1604**	**1514**	**1765**	1447
1960/61	**587**	1232	1192	**779**	1373	**1033**	**1224**	**1339**	**1156**	1102
1961/62	**907**	1819	1837	**1127**	2214	**1656**	**1800**	**1886**	**1750**	1666
1962/63	1139	2112	2085	1477	2395	**2229**	**2189**	**2436**	**2186**	2028
1963/64	881	1734	1849	1059	2224	**1664**	**1718**	**1752**	**1700**	1620
1964/65	419	1022	959	621	**1298**	**869**	**1016**	**1090**	**830**	903
1965/66	555	1040	967	805	1601	**896**	**1035**	**1607**	**1087**	1066
1966/67	502	612	643	601	**1251**	**887**	**613**	**1048**	**983**	793
1967/68	679	1079	1073	776	1346	1057	**1073**	**1342**	**1325**	1083
1968/69	1020	1653	1619	913	2280	**1583**	**1590**	**1519**	**1936**	1568
1969/70	1023	1359	1268	916	1783	**1589**	**1347**	**1543**	**1965**	1421
1970/71	850	1207	1001	708	1761	1325	**1202**	**1227**	**1638**	1213
1971/72	634	938	491	588	**1266**	1060	**935**	**1040**	**1236**	910
1972/73	504	887	587	553	1077	795	**887**	**972**	**987**	805
1973/74	335	707	574	415	971	726	**707**	**767**	**668**	652
1974/75	420	629	492	341	832	703	**630**	**616**	**828**	610
1975/76	598	915	897	592	1186	947	**915**	**1033**	**1173**	917
1976/77	700	1154	975	747	1725	1269	**1142**	**1288**	**1367**	1152
1977/78	559	1058	710	629	**1129**	1273	**1156**	**1426**	**1097**	1004
1978/79	870	1225	915	678	1829	**1354**	**1213**	1436	**1676**	1244
1979/80	575	780	677	564	**1072**	1047	**674**	1115	**1124**	847
1980/81	347	631	499	373	**767**	682	575	756	**691**	591
1981/82	470	803	538	452	1189	**938**	757	1194	**917**	806
1982/83	490	659	408	380	991	752	447	847	**955**	659
1983/84	594	**988**	1150	1013	1452	943	1001	1348	**1155**	1071
1984/85	656	1368	1435	961	**1830**	1283	1236	1450	**1277**	1277
1985/86	586	900	980	743	1449	**1167**	**880**	1357	**1146**	1023
1986/87	525	924	890	773	1270	**1002**	**983**	1053	**1033**	939
1987/88	705	1016	**1237**	836	1410	1234	1034	1346	**1365**	1131
1988/89	483	**810**	1083	243	**1091**	**985**	1182	993	**955**	869
1989/90	996	**1562**	2693	820	1713	1541	2256	1700	**1910**	1688
1990/91	716	971	1092	566	**1347**	**1097**	1002	1288	**1391**	1052
1991/92	526	754	1056	449	980	714	854	886	1060	809
1992/93	434	725	1096	**418**	**778**	**785**	679	782	792	721
1993/94	**377**	636	843	506	909	747	731	766	825	705
1994/95	**270**	439	490	321	557	445	509	520	**589**	460
1995/96	**892**	1515	1584	**1250**	2109	1870	1775	1863	1803	1629
1996/97	**733**	1241	1500	1258	1768	1801	1622	1803	1653	1486
1997/98	**769**	1301	1329	**1095**	**1871**	**1452**	1303	1606	1386	1346
1998/99	**315**	518	446	**375**	660	**633**	605	576	552	520
1999/00	**542**	914	875	**624**	1268	**954**	1073	1030	1170	939
2000/01	**818**	1391	1412	**928**	2155	**1613**	1342	1709	1504	1430
2001/02	**427**	713	676	**497**	1095	**827**	837	831	**846**	750
2002/03	**556**	934	922	**639**	1449	**1162**	**981**	1272	**1084**	1000
2003/04	**751**	1273	1317	**853**	1424	**1144**	1397	1314	**1452**	1214
2004/05	**276**	449	397	**332**	568	**513**	589	514	**557**	466
2005/06	**498**	828	765	**582**	1016	**869**	**848**	920	**984**	812
2006/07	593	959	814	**683**	1110	**832**	1097	1083	**1062**	915
2007/08	561	802	698	**642**	1010	**867**	909	881	1041	823
2008/09	664	924	611	**745**	1425	**1073**	899	1282	**1040**	962
2009/10	**1128**	1973	1575	**1275**	2408	**2201**	2088	2132	**2394**	1908
2010/11	524	1012	1209	**607**	1598	**1188**	1305	1372	**1027**	1094
2011/12	**445**	889	**790**	**518**	900	**881**	831	**1030**	**876**	796
2012/13	**1000**	1705	1494	**1127**	1886	**1558**	**1507**	1890	**1925**	1566
2013/14	**560**	934	**821**	**645**	**1197**	**903**	711	**1096**	**1100**	885
2014/15	**552**	921	**931**	**642**	**1174**	**888**	803	**1107**	**1086**	900
2015/16	**570**	955	**963**	**657**	**1294**	**975**	1069	**1124**	**1118**	969
2016/17	**487**	807	**814**	**564**	**1124**	**849**	1025	**950**	**962**	843
Medio	624	1041	1048	711	1393	1108	1078	1236	1216	**1050**
Máximo	1139	2112	2693	1477	2408	2229	2256	2436	2394	2127
Mínimo	270	439	397	243	557	445	447	514	552	429
Media*0,85	530	885	891	604	1184	942	916	1050	1033	893
Media*1,15	717	1198	1205	817	1602	1274	1240	1421	1398	1208
Años secos	25	21	25	25	26	26	25	22	23	23
Años medios	25	25	21	23	22	22	25	26	28	25
Años húmedos	17	21	21	19	19	19	17	19	16	19

Tabla 3.3. Datos de precipitación media anual (mm) durante el periodo 1950/51 - 2016/17. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), medio (blanco) y seco (amarillo)

3.2.2. Análisis de los datos de precipitación correspondientes al periodo histórico

3.2.2.1. Precipitación media anual. Determinación de los años tipo

El cálculo de la precipitación media se ha efectuado a partir de los registros de las 9 estaciones pluviométricas más completas para el periodo 1950/51 - 2016/17 (Tab. 3.3). El uso de la media aritmética para el tratamiento de datos de precipitación es representativo en áreas donde el efecto relieve (y por tanto de la altitud) se considera despreciable. La orografía de la zona de estudio, con altitudes que varían entre los 400 y 1427 m s.n.m., influye en las condiciones climáticas. No obstante, para la caracterización pluviométrica de los años tipo (húmedo, medio y seco) se ha calculado la media aritmética porque simplifica los cálculos. A efectos del balance hidrometeorológico de los acuíferos investigados en la presente Tesis Doctoral (capítulo 6 de esta memoria) las precipitaciones medias anuales se han calculado por planimetría de isoyetas.

Los valores de precipitación media (aritmética) anual de las estaciones están comprendidos entre 624 mm (Ronda) y 1393 mm (Cueva de la Pileta), con un valor promedio de 1050 mm para el conjunto del área. A partir del valor de la media aritmética de la precipitación de cada una de las estaciones se han caracterizado los años hidrológicos del periodo histórico (Tab. 3.3.). Así, un año se considera húmedo cuando su precipitación sobrepasa, al menos en un 15%, el valor medio anual calculado para el periodo de tiempo estudiado y se clasifica como seco si la precipitación no excede el 85% de la media anual. Los años de tipo medio se encuentran entre ambos límites. En la tabla 3.3 se muestran los años tipo para cada estación pluviométrica, diferenciados con colores: húmedo (azul), medio (blanco) y seco (amarillo).

El conjunto de datos de las estaciones muestra una cierta ciclicidad, en la que se alternan periodos húmedos y periodos medios/secos con una duración variable entre 4 y 8 años. No obstante, la recurrencia de periodos húmedos fue mayor durante los primeros 20 años del periodo histórico. A partir del año hidrológico 1971/72 la periodicidad de los años húmedos parece alargarse, mientras que los años secos se repiten con mayor frecuencia. En general, se pueden distinguir 19 años húmedos, 23 secos y 25 medios en el periodo histórico estudiado. El año hidrológico 1962/63 fue claramente el más húmedo del registro de precipitaciones

en el área en cuestión, con un valor de precipitación media de 2028 mm, seguido por el año 2009/10 con 1908 mm de precipitación media anual. Por el contrario, el año hidrológico más seco fue 1994/95, con una precipitación media de 460 mm. No todos los años hidrológicos son del mismo tipo en el conjunto de las estaciones, aunque existe un elevado grado de concordancia.

3.2.2.2. Distribución temporal de las precipitaciones

La variación de las precipitaciones durante el periodo histórico estudiado (1950/51 - 2016/17) pone de manifiesto la existencia de años medios y secos, estos últimos generalmente más numerosos, que se suceden entre otros de tipo húmedo (Fig. 3.5). De los periodos plurianuales con mayor pluviometría destacan 1961/62 - 1963/64 y 1995/96 - 1997/98, con valores de precipitación acumulada de 5314 y 4461 mm respectivamente, y, en menor medida, el periodo 1968/69 - 1970/71, con un valor de 4203 mm. El resto de los años hidrológicos húmedos aparecen aislados, normalmente tras una serie de años medios y secos. Estos últimos suelen constituir grupos de 3 o 4 años, como se observa en los periodos 1972/73 - 1974/75, 1979/80 - 1982/83, 1991/92 - 1994/95 y, aunque incluya un año de tipo intermedio, el periodo 2004/05 - 2007/08 puede considerarse como un periodo en el que las condiciones pluviométricas secas fueron prolongadas. En los años hidrológicos 1994/95 y 2004/05 se registraron los menores volúmenes de precipitación, con valores medios inferiores a 500 mm/año.

La desviación de las precipitaciones anuales con respecto al valor medio de la serie de datos (Fig. 3.6) muestra la alternancia de periodos húmedos y secos a lo largo de los 66 años de registro pluviométrico. La precipitación acumulada con respecto a la media presenta una tendencia más o menos estable en el periodo 1950/51 a 1958/59. En los siguientes 11 años, de 1959/60 a 1970/71, la precipitación acumulada presenta una tendencia ascendente como consecuencia de dos periodos húmedos. A partir de este último año hidrológico, y durante los 46 siguientes, la tendencia general que se observa es decreciente hasta el último año de la serie, con tan solo pequeños ascensos en los valores acumulados como consecuencia de los periodos húmedos de finales de los años noventa y del periodo 2009/10 - 2012/13.

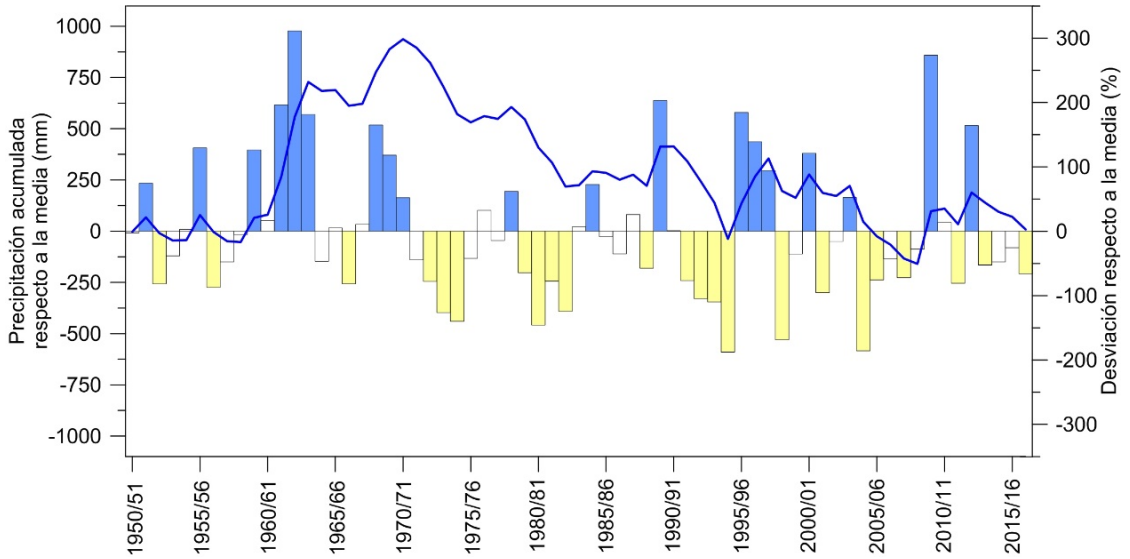


Figura 3.6. Desviación de las precipitaciones anuales (barras) y de las anuales acumuladas (línea) durante el periodo 1950/51 - 2016/17 con respecto a la precipitación media aritmética de las estaciones seleccionadas del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

El análisis mensual de las precipitaciones se resume en la tabla 3.4 y se representa en la figura 3.7. El periodo temporal más lluvioso comprende de octubre a febrero, de manera que durante el mes de diciembre se registran las mayores cantidades de precipitación (178 mm de media; Tab. 3.4). Las precipitaciones de primavera son también considerables, sobre todo el mes de marzo, cuando se llega a contabilizar una media de 121 mm. Los meses más secos corresponden al periodo estival; en concreto, el mes de julio es el más seco (1 mm de media). El mes de agosto muestra un valor medio de precipitación de 6 mm, debido generalmente a tormentas de verano. Desde el valor máximo de diciembre hasta el mínimo de julio, la precipitación mensual desciende paulatinamente. En septiembre tienen lugar las primeras lluvias después del periodo estival (39 mm de media). La precipitación media mensual es 87 mm.

La precipitación mensual acumulada muestra valores crecientes desde octubre hasta mayo (Fig. 3.7). A partir de dicho mes, este parámetro permanece casi constante, debido a la ausencia de lluvias durante el periodo estival, y sólo aumenta algo al final del año hidrológico, con las precipitaciones tormentosas del mes de septiembre. De este análisis se deduce que durante el periodo húmedo, comprendido entre los meses de octubre y marzo, se acumula el 80 % de las precipitaciones anuales, mientras que en los siguientes meses de primavera y de

verano se contabiliza el 16 % del total. El porcentaje que resta (4 %) se debe fundamentalmente a las precipitaciones del mes de septiembre que, según el año que se considere pueden ser más o menos significativas.

Mes	Ronda	Alpan-deire	Carta-jima	Monte-jaque	Cueva de la Pileta	Jimera de Líbar	Pujerra	C. de la Frontera	Ronda (Quejigales)	P_m mensual (mm)
Octubre	68	112	118	76	143	111	118	127	134	**112**
Noviembre	91	150	153	103	208	159	160	184	176	**154**
Diciembre	99	176	178	121	243	189	186	213	195	**178**
Enero	85	144	136	101	200	156	146	166	163	**144**
Febrero	75	132	131	82	187	145	134	153	148	**132**
Marzo	71	123	127	79	163	122	127	138	141	**121**
Abril	54	87	86	63	119	90	88	107	103	**88**
Mayo	35	53	57	41	72	57	52	66	67	**55**
Junio	13	16	15	12	26	19	15	23	27	**18**
Julio	1	2	1	1	1	1	1	1	2	**1**
Agosto	5	6	7	5	7	6	5	6	9	**6**
Septiembre	27	41	40	28	44	34	40	48	51	**39**
Máximo	99	176	178	121	243	189	186	213	195	**178**
Medio	52	87	87	59	118	91	89	103	101	**87**
Mínimo	1	2	1	1	1	1	1	1	2	**1**

Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales (mm) en las estaciones pluviométricas consideradas para el periodo 1950/51 - 2016/17. P_m, precipitación media

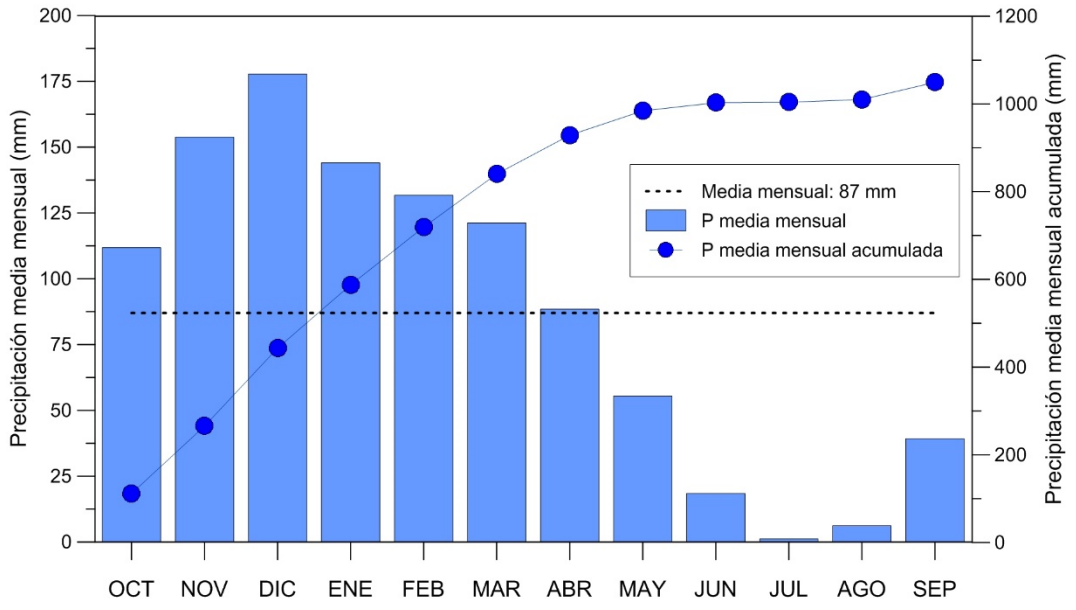


Figura 3.7. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones consideradas durante el periodo 1950/51 - 2016/17

3.2.2.3. Distribución espacial de las precipitaciones. Mapas de isoyetas

El análisis de la distribución espacial de las lluvias se ha realizado a partir de los mapas de isoyetas correspondientes al año más seco (1994/95), al más húmedo (1962/63) y al año medio característico del periodo histórico 1950/51 - 2016/17 (Figs. 3.8, 3.9 y 3.10). Las tres figuras muestran una distribución espacial de las precipitaciones similar, aunque los valores absolutos son diferentes en cada caso. Durante el año seco, la pluviometría varía entre 300 y 500 mm (Fig. 3.8), en el año húmedo el rango de variación está entre 1400 y 2200 mm (Fig. 3.9), y entre 800 y 1100 mm en el caso del año medio del periodo considerado (Fig. 3.10).

En general, las precipitaciones disminuyen de sur a norte, de tal modo que son más elevadas en la parte meridional, en el valle del río Genal, que en la Depresión de Ronda (borde septentrional), independientemente del año hidrológico. Las estaciones meteorológicas de Alpandeire, Cartajima y Pujerra, todas ellas situadas en el borde meridional, presentan valores de precipitación medios anuales muy similares (del orden de 1050 mm), algo mayor si se incluye la estación de Jimera de Líbar (1108 mm). Por el contrario, la estación de Ronda es la que muestra los valores más bajos (624 mm de media). Este hecho se debe al efecto barrera que ejercen los relieves del Alto del Unicornio y de Las Viñas y, sobre todo, la sierra de Jarastepar sobre los vientos húmedos procedentes del suroeste que ascienden por el valle del río Genal.

Al control orográfico local que provocan los relieves de la zona de estudio sobre las precipitaciones hay que añadir la influencia que tienen, por su altitud y disposición geográfica, la sierra de Líbar, por el oeste, y la sierra de las Nieves, por el este. Dicha influencia se aprecia en la morfología de las curvas isoyetas de todos los años tipo considerados, las cuales reflejan un aumento de la precipitación tanto hacia el este como hacia el oeste. No en vano, en las estaciones de Cueva de la Pileta y Cortes de la Frontera, ambas situadas en la sierra de Líbar, se registran las mayores cantidades de precipitación (1393 y 1236 mm de media, respectivamente), seguida en cantidad media de precipitación por la estación de Ronda -Quejigales- (1216 mm de media), situada en la Sierra de las Nieves.

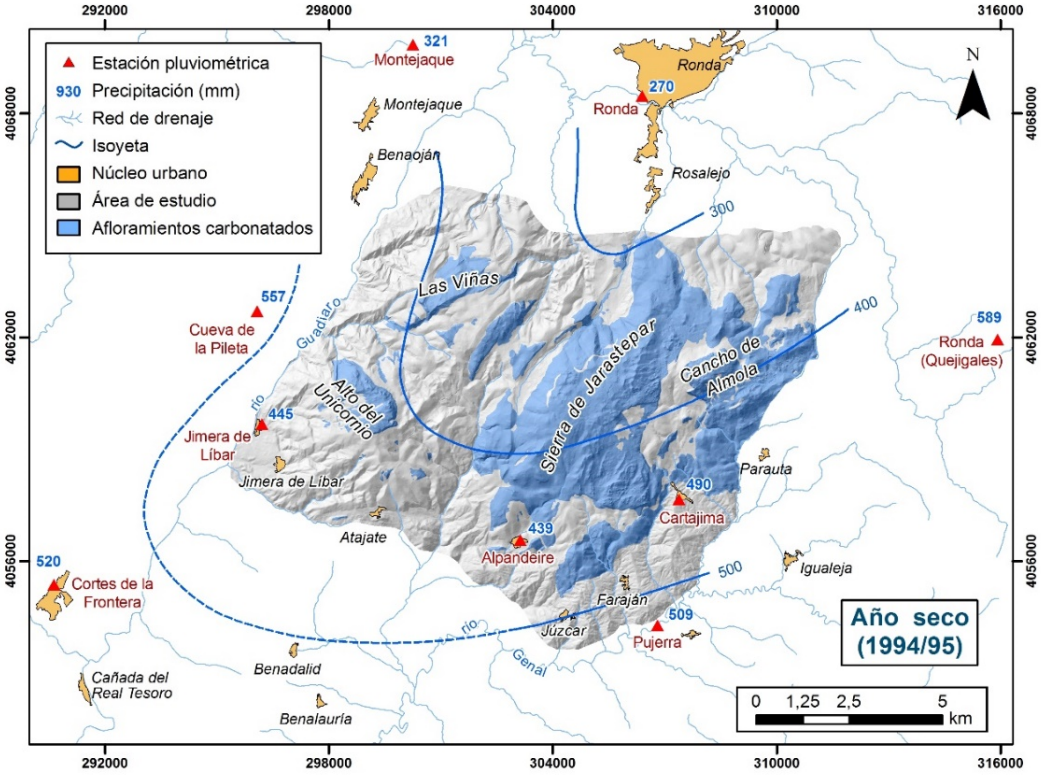


Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1994/95, el más seco del periodo de estudio

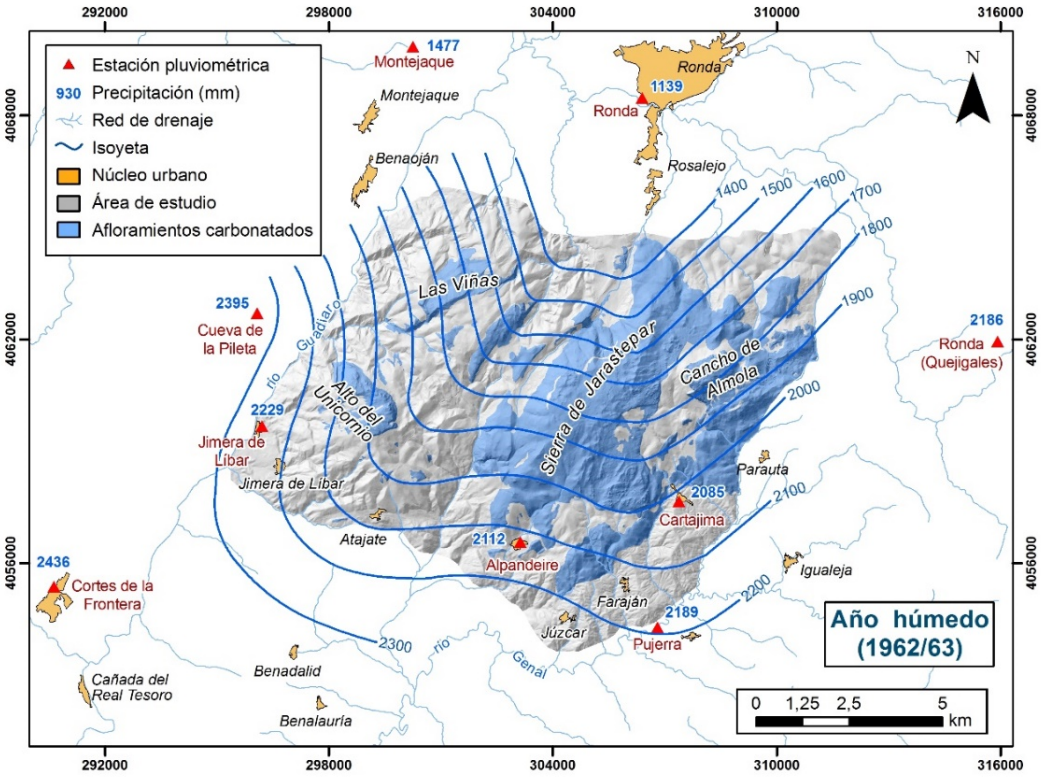


Figura 3.9. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1962/63, el más húmedo del periodo de estudio

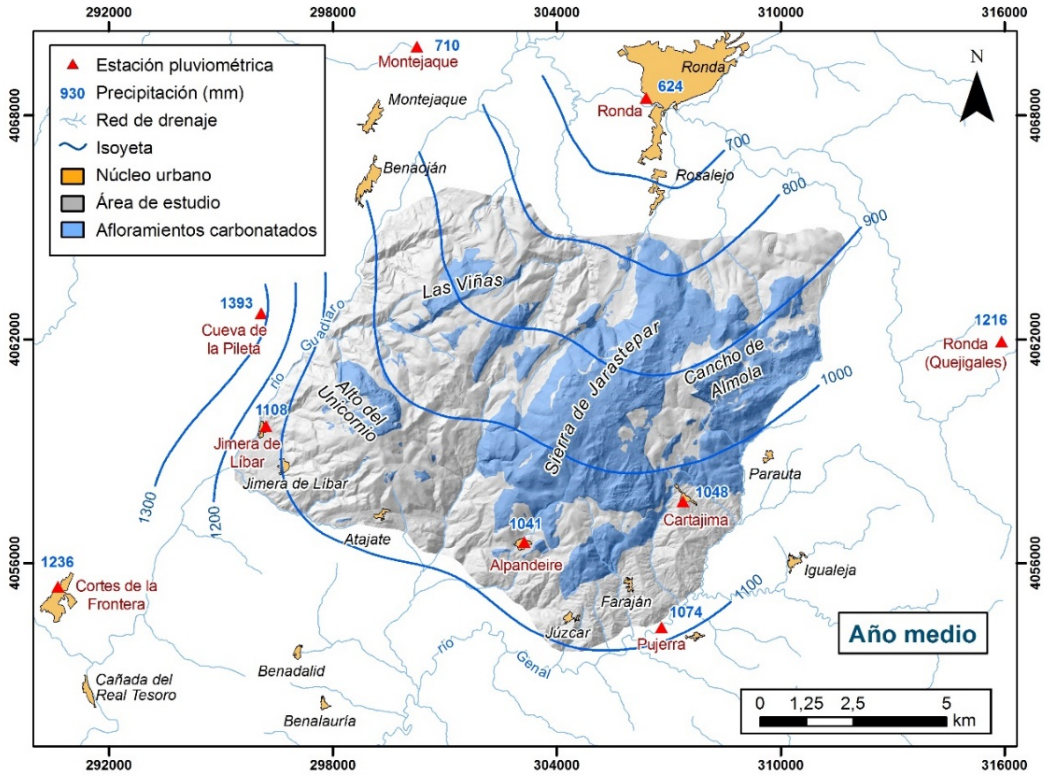


Figura 3.10. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del periodo de estudio (1950/51 - 2016/17)

3.2.3. Análisis de los datos de precipitación correspondientes al periodo de investigación (2014/15 - 2016/17)

3.2.3.1. Precipitación media anual

Para el análisis de las precipitaciones correspondientes al periodo de estudio contemplado en la presente Tesis Doctoral (2014/15 - 2016/17) se han seleccionado las estaciones pluviométricas indicadas en la tabla 3.5. Los cambios con respecto a las estaciones consideradas en el periodo histórico están motivados por el desmantelamiento de varias de ellas, la falta de datos en otras y la inclusión de nuevas estaciones en lugares donde no se disponía de datos históricos de precipitación (zonas elevadas de la sierra de Jarastepar y Las Viñas). La red de control pluviométrico del periodo de investigación consta de un total de 10 estaciones (Tab. 3.5): Ronda, Alpandeire, Cartajima, Cueva de la Pileta, Pujerra, Cortes de la Frontera, Atajate, Jarastepar, Los Riscos y El Almendral. La situación geográfica de estas estaciones se puede apreciar en la figura 3.4 y sus características en la tabla 3.1.

Año hidrológico	Ronda	Alpandeire	Cartajima	Cueva de la Pileta	Pujerra	C. de la Frontera	Atajate	Jarastepar	Los Riscos	El Almendral	Media total
2014/15	**552**	921	**931**	**1174**	973	**1107**	930	800	866	**1062**	932
2015/16	**570**	955	**963**	**1294**	1069	**1124**	954	840	894	1095	976
2016/17	**487**	807	**814**	**1124**	1025	**1118**	1024	671	804	1086	896
Media	536	894	903	1197	1022	1116	969	770	855	1081	**934**

Tabla 3.5. Precipitaciones anuales (mm) correspondientes al periodo de investigación 2014/15 - 2016/17. En negrita, datos completados mediante regresión lineal (véase apartado 3.2.1)

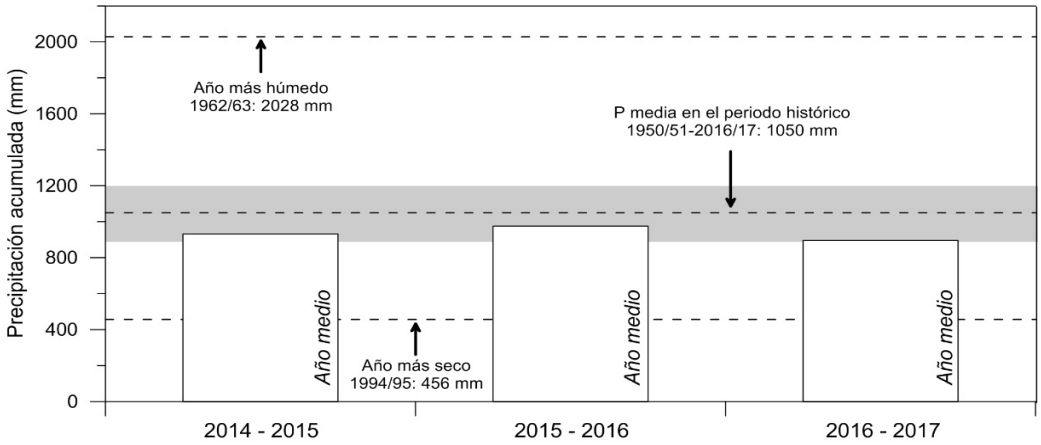


Figura 3.11. Valores de precipitación anual durante el periodo de estudio. El área sombreada con color gris representa el intervalo de valores correspondiente al año tipo medio

La precipitación media aritmética durante el periodo de investigación es 934 mm. Este dato es ligeramente inferior al calculado a partir del registro histórico de precipitaciones (1050 mm, apartado 3.2.2). Además, los valores de precipitación media (Fig. 3.11) de los tres años hidrológicos que constituyen el periodo de estudio son muy similares entre sí. Por lo tanto, el periodo de control de la presente investigación puede clasificarse, desde el punto de vista pluviométrico, como de tipo medio.

3.2.3.2. Distribución temporal de las precipitaciones

A lo largo del período de investigación (2014/15 - 2016/17), las precipitaciones medias mensuales muestran una distribución temporal irregular en el conjunto de estaciones (Fig. 3.12), como corresponde al ámbito climático de tipo Mediterráneo en el que se ubica la zona de estudio. En general, las lluvias más abundantes tienen lugar durante el otoño, concretamente el mes de noviembre del año 2014/15 (325 mm) es el más húmedo de la serie de control. Le sigue la

primavera como estación en la que se registran precipitaciones abundantes, sobre todo en la del año 2015/16, aunque en 2016/17 se registraron menos precipitaciones en primavera y los dos meses más lluviosos fueron noviembre y diciembre. El verano 2015/16 fue el más seco de todos (3 mm, entre junio y agosto), mientras que en los años 2014/15 y 2016/17 se registraron las mismas precipitaciones estivales (5 mm, en el mismo periodo).

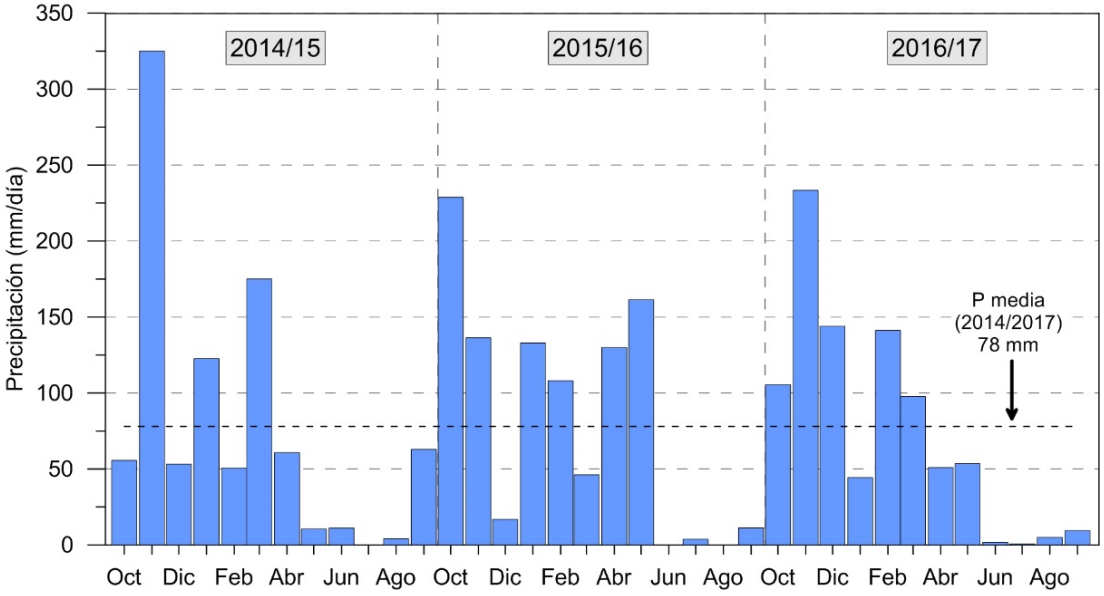


Figura 3.12. Distribución de las precipitaciones mensuales durante el periodo de estudio 2014/15 - 2016/17

Las precipitaciones de finales de invierno, principios de primavera llegan a ser considerables y contabilizan entre 154 mm (febrero y marzo de 2015/16) y 239 mm (febrero y marzo de 2016/17). En cualquier caso, el periodo de lluvias comprende generalmente desde octubre a marzo (Fig. 3.13.) y en él se acumula el 80 % de la precipitación anual. Los meses más secos del periodo de registro fueron julio de 2015 y junio y agosto de 2016, cuando se registró una precipitación total de 0 mm.

El análisis de las precipitaciones medias mensuales de la figura 3.13 permite observar cómo la precipitación registrada en los meses de octubre, noviembre, enero, febrero, marzo y abril supera el valor medio aritmético mensual (78 mm) calculado para el periodo de registro, mientras que el resto del año la cantidad de lluvia es inferior a esa cifra.

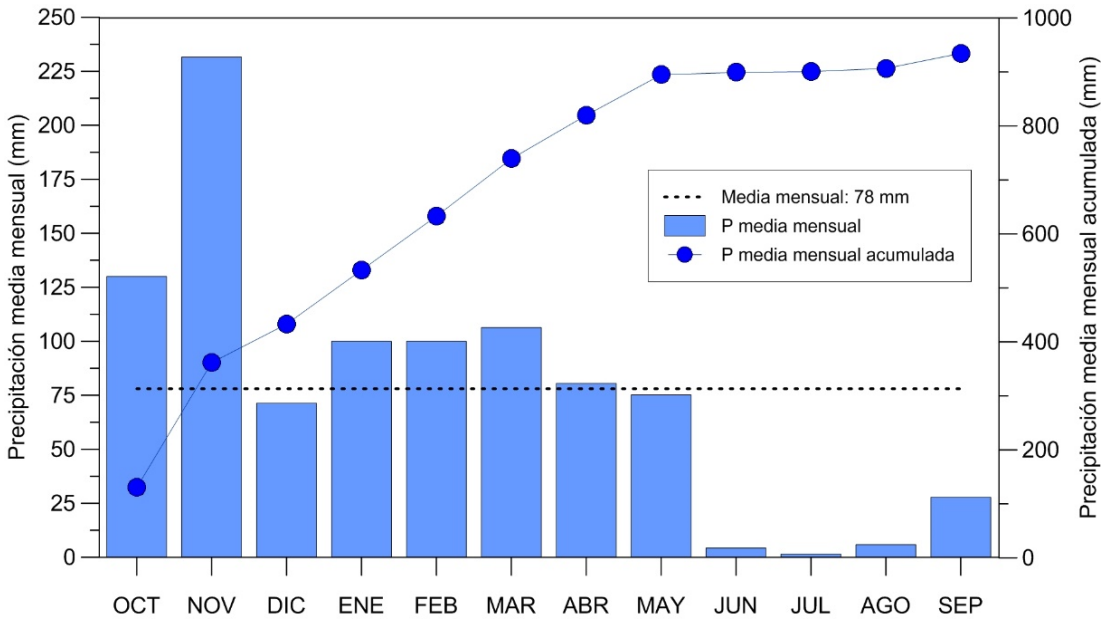


Figura 3.13. Precipitación media mensual y acumulada durante el periodo 2014/15 - 2016/17

A diferencia del análisis realizado a partir de los datos del registro histórico 1950/51 - 2016/17 (Tab. 3.4; Fig. 3.7), el mes más lluvioso es noviembre (no diciembre), con 232 mm de media, mientras que diciembre presenta un 60 % menos de lluvia durante el periodo de investigación (Fig. 3.13). Julio es el mes más seco, con 1 mm de precipitación media mensual.

La evolución temporal de las precipitaciones diarias (Fig. 3.14) pone de manifiesto la distribución de los eventos lluviosos acontecidos durante el periodo de investigación y los cambios, tanto en el patrón de distribución como en los valores máximos de precipitación, registrados en cada uno de los años hidrológicos. Así, los periodos lluviosos más importantes se han distribuido tal como se resume a continuación (estación ejemplo: Jarastepar; Fig. 3.14):

A) Precipitaciones de finales-inicio de año hidrológico: constituyen los primeros eventos pluviométricos del año hidrológico, que tienen lugar entre los meses de septiembre y octubre. Suelen ser tormentas intensas y aisladas, con frecuencia asociadas a las masas de aire frío en altura (DANA) o eventos de mayor magnitud y de duración más prolongada. Este tipo de lluvias acumularon 91 mm en 2014/15, 210 mm en 2015/16 y 127 mm en 2016/17.

B) Precipitaciones otoñales (noviembre y diciembre): son de mayor magnitud y duración que las anteriores. Constituyen la primera recarga importante del año hidrológico. Las precipitaciones pueden deberse principalmente a la influencia de los frentes nubosos de bajas presiones (borrascas) de origen atlántico. Las lluvias registradas a mediados de octubre del año 2015/16 podrían ser incluidas en esta categoría.

C) Precipitaciones invernales: corresponden a las lluvias registradas durante los meses de enero, febrero y comienzos de marzo. Son de mayor duración que las acaecidas anteriormente, pero de magnitud menor, por lo que no suelen constituir los principales eventos de recarga. Pueden deberse principalmente a la influencia de frentes nubosos de bajas presiones. Estas lluvias han ido variando durante el periodo de investigación: 161 mm registrados el primer año, 212 mm el segundo y 160 el tercero.

D) Precipitaciones primaverales: es el segundo período lluvioso en importancia dentro del año hidrológico y tiene lugar entre los meses de marzo y mayo. Pueden llegar a ser precipitaciones intensas y cuantiosas, aunque también se producen algunas tormentas aisladas. En el año 2015/16 las lluvias de primavera, con 314 mm, alcanzaron el 32 % del total anual acumulado (Fig. 3.14), mientras que al año siguiente este porcentaje fue significativamente inferior (60 mm, 7 % del total anual acumulado). Marcan la señal de entrada a los acuíferos justo antes de que comience el periodo estival.

Las lluvias estivales (junio, julio y agosto) son muy escasas y se producen de manera aislada. La mayor precipitación registrada en el estío fue en agosto de 2017 (5 mm).

El patrón de distribución antes descrito para los diversos episodios lluviosos se cumple en todas las estaciones consideradas. Las precipitaciones otoñales y primaverales constituyen el núcleo fundamental de la recarga hídrica a los acuíferos, aunque las lluvias registradas durante el periodo invernal contribuyen también a dicha recarga.

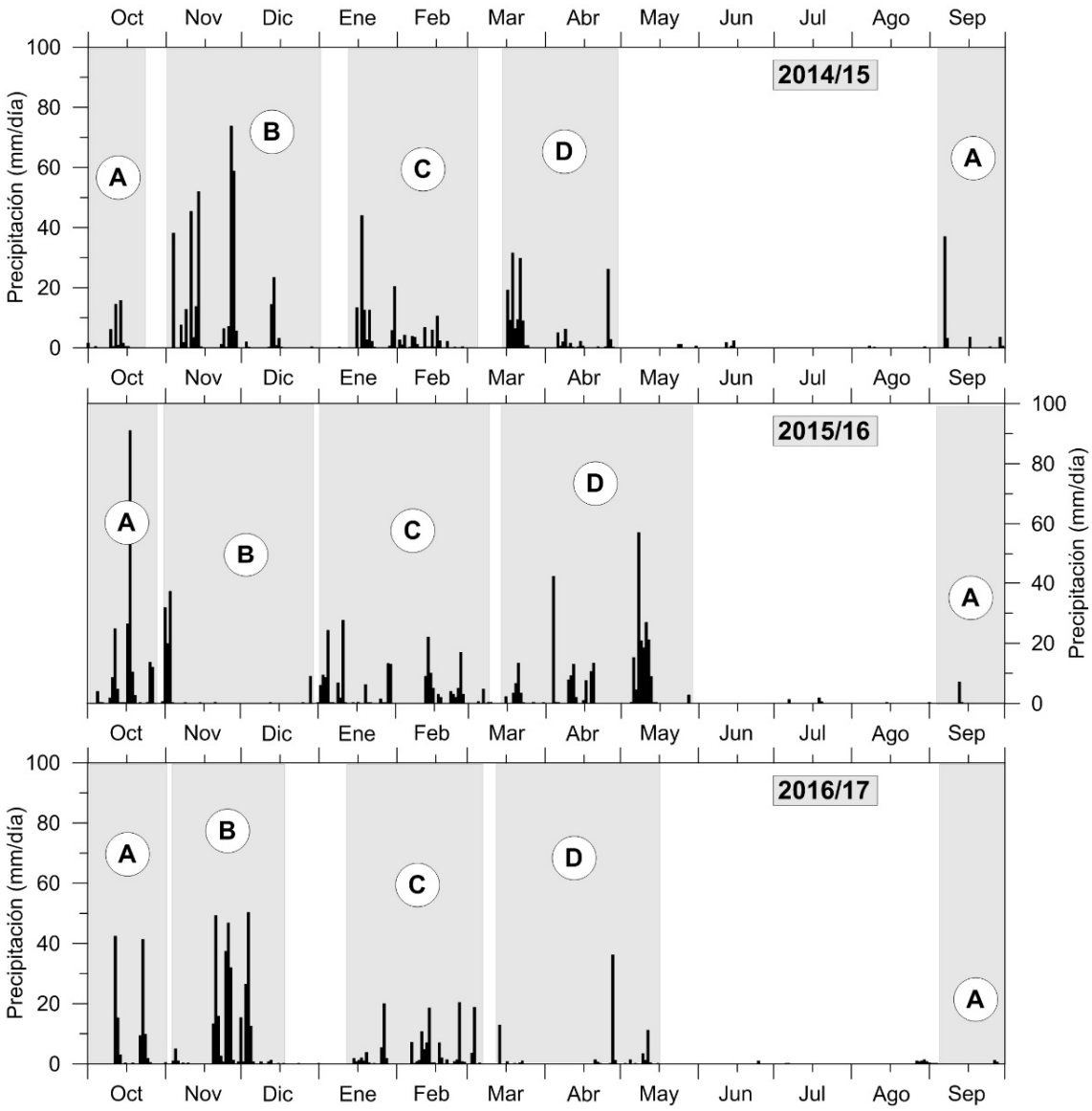


Figura 3.14. Evolución temporal de las precipitaciones diarias registradas en la estación de Jarastepar, durante cada uno de los años del periodo de estudio (2014/15 - 2016/17)

3.2.3.3. Distribución espacial de las precipitaciones. Mapas de isoyetas

A partir de los valores anuales de precipitación registrados en las distintas estaciones consideradas para el período de investigación se han realizado los mapas de isoyetas correspondientes a los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (Figs. 3.15, 3.16 y 3.17, respectivamente).

La distribución espacial de las precipitaciones es similar a la que se deduce del análisis del período histórico; existe una disminución de la cantidad de lluvia desde el sur de la zona de estudio hacia el norte (Depresión de Ronda). Asimismo,

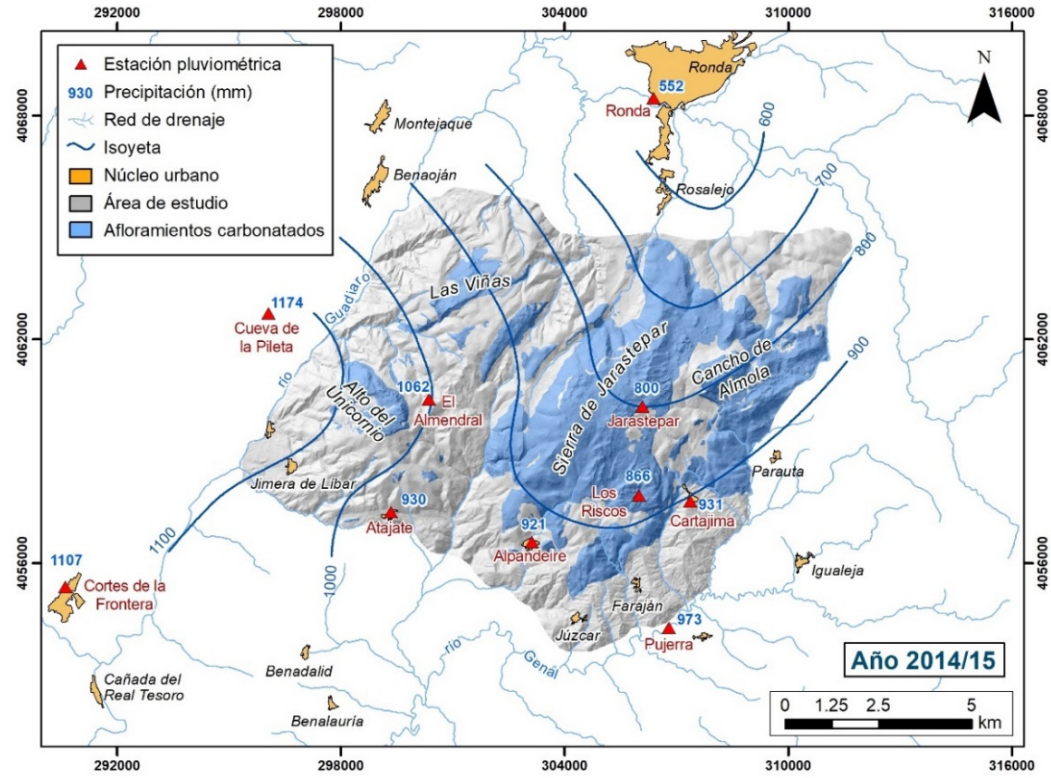


Figura 3.15. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15

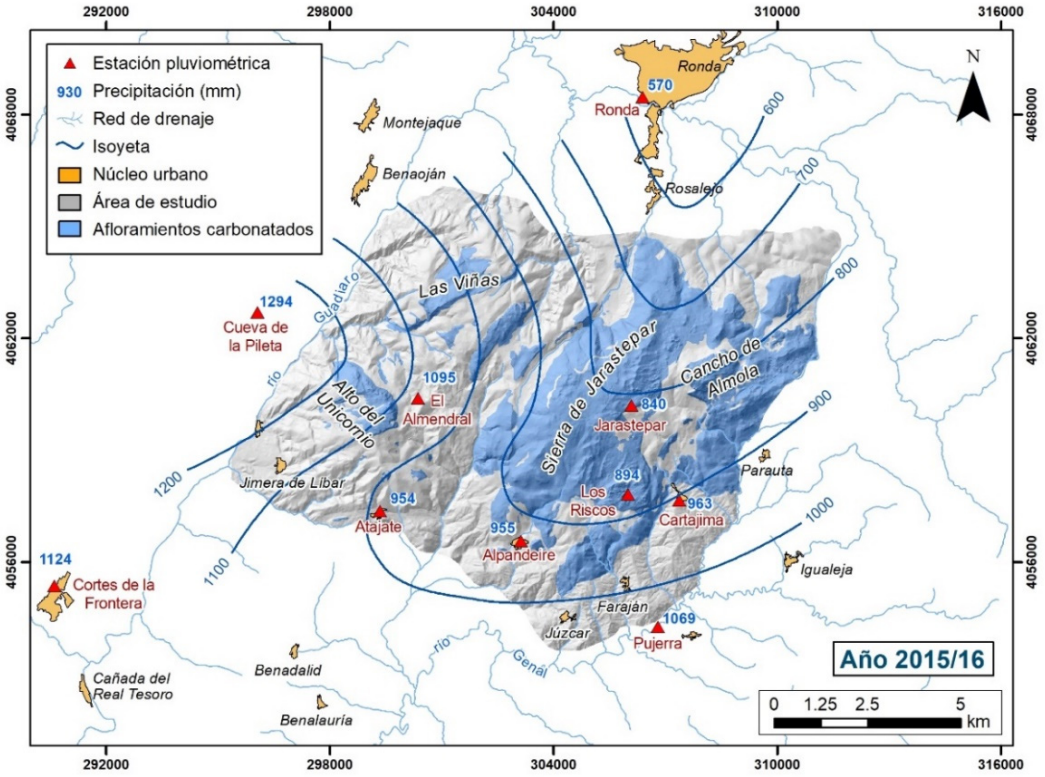


Figura 3.16. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16

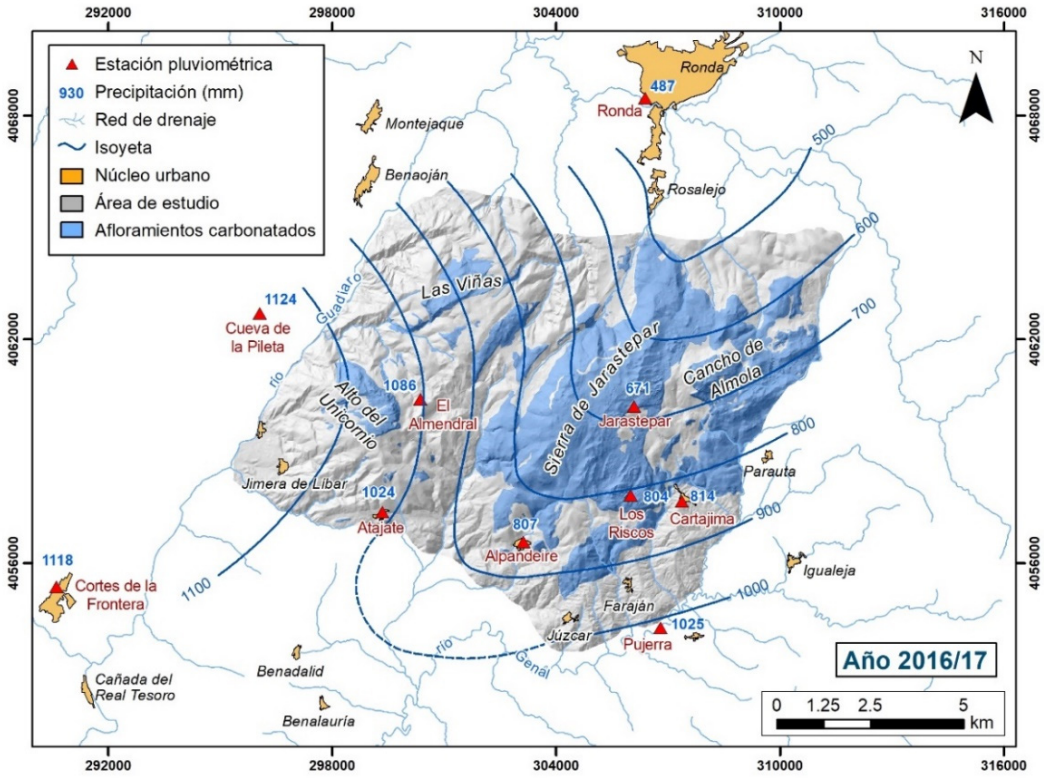


Figura 3.17. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17

los valores anuales de pluviometría de las distintas estaciones han sido parecidos en los tres años hidrológicos del periodo de investigación (Tab. 3.5), de manera que la morfología y la posición de las isoyetas no han experimentado cambios significativos de un año para otro durante el periodo 2014/15 - 2016/17. En el año 2014/15, los valores de precipitación variaron entre 552 y 1174 mm; en el 2015/16, el más lluvioso del periodo estudiado, entre 570 y 1294 mm y en el 2016/17, el más seco del periodo de investigación, entre 487 y 1124 mm

3.2.4. Composición química del agua de lluvia

3.2.4.1. Características del muestreo

Desde octubre de 2014 a septiembre de 2017 se han recogido 226 muestras de agua de lluvia caída sobre los relieves investigados, en los pluviocaptores situados en un rango altitudinal comprendido entre 400 y 1317 m s.n.m (Tab. 3.6; Fig. 3.18). El objetivo de este muestreo ha sido la caracterización química e isotópica del agua de lluvia que ha tenido lugar durante el periodo de control hidrogeológico. A partir de esta información se han podido analizar los cambios espaciales y temporales que

tienen lugar en la señal hidroquímica y en la marca isotópica del agua que constituye la recarga de los acuíferos, con anterioridad a los procesos de evaporación e infiltración en el suelo.

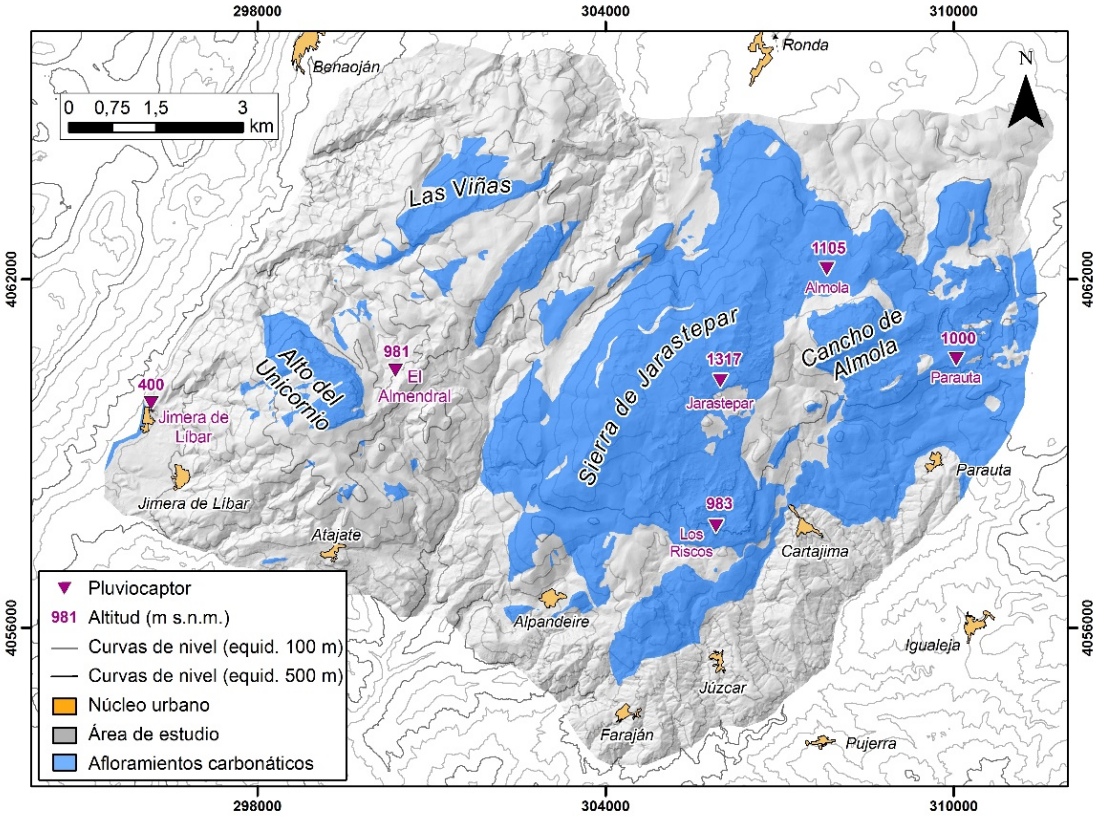


Figura 3.18. Mapa de situación de las estaciones de muestreo de agua de lluvia (pluviocaptores)

La periodicidad de muestreo ha sido variable, en algunos casos diaria, en función de los eventos pluviométricos. Siempre que fue posible se muestreó el agua inmediatamente después de la lluvia, aunque algunas veces fue recogida varios días después. Se ha tratado de mantener las mismas estaciones de muestreo durante los tres años del periodo de investigación, pero el número de muestras recogidas no fue el mismo en todos los puntos (Tab. 3.7).

Los pluviocaptores fueron debidamente acondicionados para filtrar el agua de lluvia antes de su entrada al interior del envase (Fig. 3.19). Posteriormente, los recipientes colectores fueron enterrados en el suelo o rodeados por rocas y, tras cada muestreo, dentro del nuevo envase instalado, se vertió un pequeño volumen de parafina líquida con el fin de evitar los efectos de la evaporación (véase el apartado 4.1.3).

Pluviocaptor	Altitud (m s.n.m.)	Coordenadas (UTM) (m) X	Y	Estación meteorológica
Jarastepar	1317	305982	4060253	Jarastepar
Almola	1105	307816	4062180	Jarastepar
Parauta	1000	310360	4060471	Jarastepar
Los Riscos	983	305904	4057748	Los Riscos
El Almendral	981	300381	4060429	El Almendral
Jimera de Líbar	400	296171	4059866	El Almendral

Tabla 3.6. Principales características de los puntos de muestreo hidroquímico e isotópico de agua de lluvia

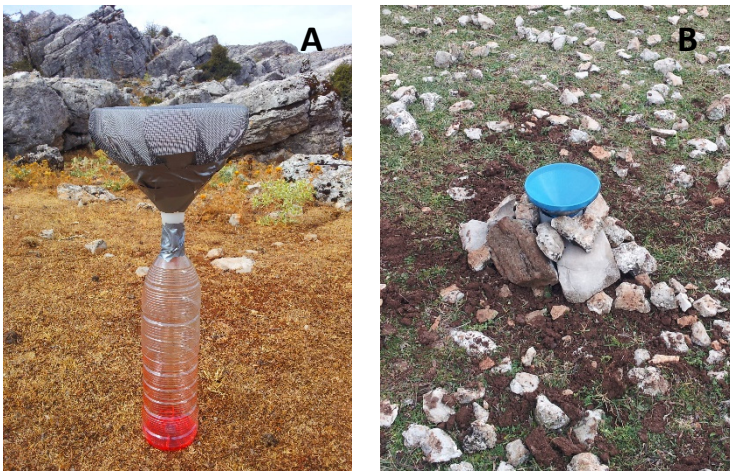


Figura 3.19. (A) Imagen del pluviocaptor antes de ser instalado en la estación Jarastepar (1317 m s.n.m.). (B) Pluviocaptor instalado en la estación Almola (1105 m s.n.m.)

Con objeto de cuantificar el volumen de precipitación producido en cada evento, a cada pluviocaptor se le ha asignado el registro pluviométrico de la estación más cercana (Tab. 3.6), que en el caso de los puntos denominados El Almendral, Jarastepar y Los Riscos, coincide con las estaciones ubicadas en el mismo lugar. La cantidad de lluvia representativa de cada muestra está comprendida entre 2 y 422 mm. El volumen de agua recogido en 6 muestras fue insuficiente para realizar análisis químicos completos, por lo que no se ha determinado la alcalinidad total (HCO_3^-), cuya valoración requiere 50 ml de agua. La preferencia en la determinación analítica de las muestras ha sido la siguiente: componentes mayoritarios, composición isotópica y bicarbonatos (HCO_3^-).

3.2.4.2. Hidroquímica

En la tabla 3.7 se muestran los principales parámetros estadísticos correspondientes a la composición química del agua de lluvia recogida en los distintos pluviocaptores.

Estación de muestreo (m s.n.m.)	***n***		**HCO_3^-**	**Cl^-**	**NO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**Na^+**	**K^+**	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**
			mg/l							
Jarastepar (1317)	26	*mín*	1,8	0,6	0,7	2,4	0,4	0,1	2,1	0,2
		m.p.	**10,4**	**2,8**	**1,5**	**5,2**	**1,4**	**0,3**	**4,4**	**0,4**
		máx	34,2	7,0	3,5	7,7	4,8	0,7	11,9	1,0
		cv (%)	0,7	0,5	0,5	0,2	0,8	0,6	0,5	0,6
Almola (1105)	32	*mín*	2,9	0,4	0,1	1,0	0,0	0,0	1,7	0,2
		m.p.	**12,9**	**2,2**	**1,4**	**5,2**	**1,7**	**0,3**	**4,3**	**0,4**
		máx	88,3	8,2	5,1	11,0	5,0	2,7	27,5	6,9
		cv (%)	1,2	0,6	0,0	0,3	1,0	1,3	0,9	1,7
Parauta (1000)	45	*mín*	2,0	0,3	0,2	1,2	0,1	0,0	1,7	0,1
		m.p.	**24,4**	**1,9**	**0,9**	**4,4**	**0,5**	**0,2**	**4,9**	**0,4**
		máx	152,4	9,5	5,5	9,0	5,8	1,9	45,9	5,6
		cv (%)	1,1	0,7	0,7	0,3	0,9	1,1	1,0	1,1
Los Riscos (983)	31	*mín*	2,1	0,4	0,1	2,8	0,0	0,0	1,7	0,1
		m.p.	**12,3**	**2,5**	**1,1**	**5,2**	**1,0**	**0,4**	**7,9**	**0,7**
		máx	64,2	6,1	2,2	8,3	2,0	1,1	20,5	1,4
		cv (%)	0,9	0,5	0,4	0,2	0,7	0,8	0,7	0,7
El Almendral (981)	51	*mín*	2,1	0,3	0,5	1,2	0,1	0,0	1,6	0,1
		m.p.	**10,6**	**2,3**	**1,3**	**5,0**	**1,0**	**0,3**	**4,0**	**0,3**
		máx	48,2	9,9	5,9	13,5	6,2	1,3	15,4	3,3
		cv (%)	0,9	0,8	0,7	0,3	1,0	1,0	0,8	1,2
Jimera de Líbar (400)	41	*mín*	3,9	0,4	0,1	1,0	0,1	0,1	1,9	0,1
		m.p.	**14,5**	**2,5**	**0,9**	**4,4**	**1,1**	**0,4**	**5,8**	**0,4**
		máx	96,3	7,9	4,2	10,5	4,8	2,4	29,5	2,2
		cv (%)	1,2	0,6	0,8	0,4	1,0	1,3	0,9	1,0

Tabla 3.7. Composición química del agua de lluvia recogida en las diferentes estaciones de muestreo durante el periodo de investigación. Número de muestras (n); valores mínimos (mín); medias ponderadas por la cantidad de lluvia (m.p.); valores máximos (máx); coeficiente de variación (cv)

Los contenidos medios, ponderados por la cantidad de precipitación, de la mayoría de los componentes químicos de las aguas de lluvia no muestran grandes diferencias entre los puntos de muestreo; tan solo el valor medio ponderado de HCO_3^- obtenido en el pluviocaptor de Parauta (24,4 mg/l) es significativamente más elevado que los calculados en el resto de puntos de muestreo. Las concentraciones medias más altas de Ca^{2+} y Mg^{2+} se registran en Los Riscos,

mientras que los valores máximos de estos iones han tenido lugar en Parauta. Los mayores contenidos en Cl^- y NO_3^- se han analizado en las aguas de lluvia recogidas en el pluviocaptor de Jarastepar. El valor medio de K^+ es bastante homogéneo en las aguas muestreadas en los diferentes puntos de muestreo, con concentraciones medias más elevadas en Los Riscos y Jimera de Líbar. El contenido medio más elevado de SO_4^{2-} se ha detectado en las aguas de lluvia recogidas en Jarastepar, Almola y Los Riscos.

Las concentraciones medias de los elementos químicos son muy parecidas a las obtenidas por Liñán (2003), en la Sierra de las Nieves, a excepción de los valores de Na^+ y Cl^- (que son inferiores en el presente estudio) y por Barberá (2014), en la Serranía oriental de Ronda, donde los valores de HCO_3^-, Ca^{2+} y SO_4^{2-} fueron algo menores que los que aquí se muestran, posiblemente por localizarse esta última área poco más alejada de la costa mediterránea "efecto de continentalidad".

Las muestras de agua de lluvia recogidas presentan una composición química homogénea en cuanto a los cationes, en la que predomina el Ca^{2+}, y algo más de heterogeneidad en lo referente a los aniones, aunque con un predominio de bicarbonato. Todo ello hace que las facies predominantes sean bicarbonatadas cálcicas y mixtas (bicarbonatadas cloruradas o bicarbonatadas sulfatadas cálcicas), como se observa en el diagrama de Piper de la figura 3.20.

El análisis de las proporciones relativas de los componentes químicos de las muestras de lluvia (Fig. 3.21) no revela grandes diferencias entre los puntos de muestreo que puedan ser atribuidas a cambios de posición geográfica (altitud y/o longitud) en la zona de estudio.

En el análisis de la relación Cl^-/altitud (Fig. 3.22) se ha optado por no utilizar las muestras procedentes del pluviocaptor de Jimera de Líbar (punto rojo en Fig. 3.22), ya que su concentración media de Cl^- es un 50 % mayor de la que le correspondería por su cota. Las mayores concentraciones en Cl^- corresponden al pluviocaptor de la estación meteorológica en la que se ha registrado menor cantidad de lluvia (Jarastepar), mientras que las aguas con menores contenidos en Cl^- pertenecen a las recogidas en los pluviocaptores con mayor precipitación acumulada (Los Riscos y El Almendral). Esto indica que al disminuir la cantidad de precipitación aumenta la concentración en Cl^-.

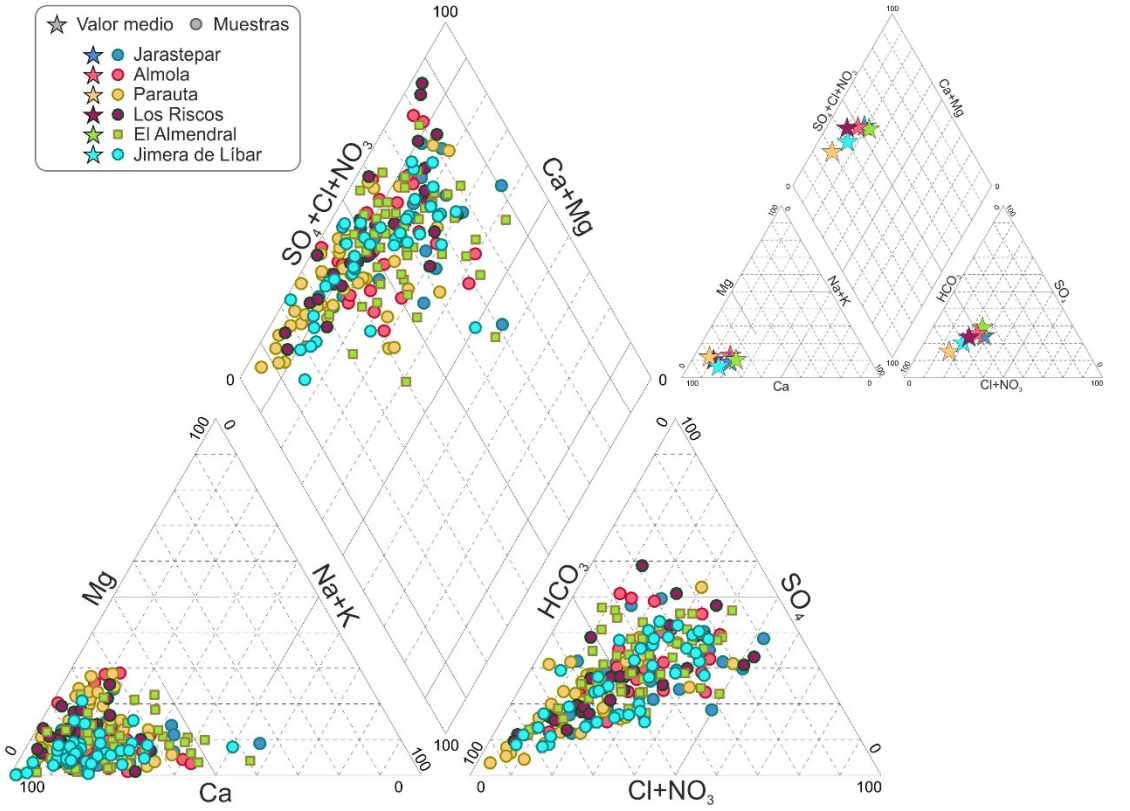


Figura 3.20. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas durante el periodo de estudio (octubre 2014 - septiembre 2017)

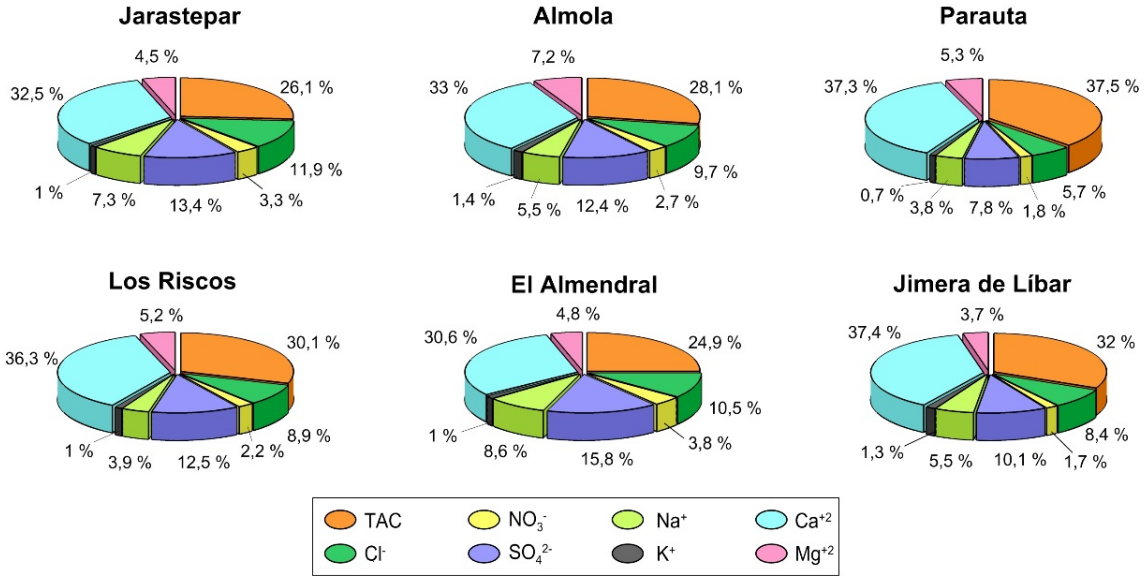


Figura 3.21. Proporciones relativas (% según miliequivalentes) de los componentes químicos mayoritarios de las aguas de lluvia recogidas durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17)

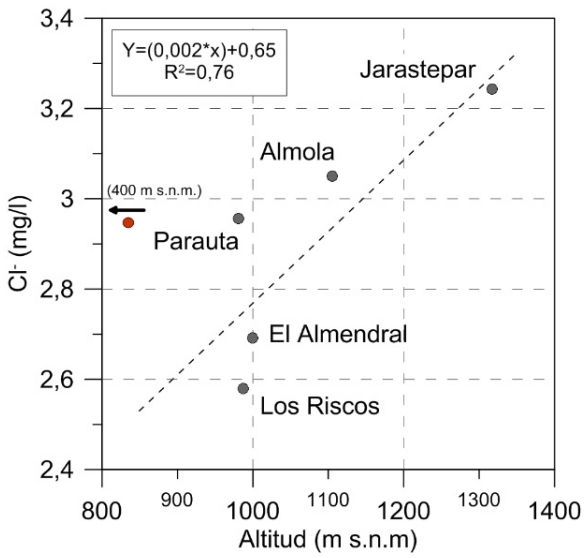


Figura 3.22. Relación entre la concentración de Cl^- y la altitud de las muestras de agua recogidas durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17)

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) con 179 muestras de agua de lluvia que han sido recogidas durante el periodo de investigación. Las variables hidroquímicas utilizadas en dicho análisis son: HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} (Tab. 3.8; Fig. 3.23). La matriz de coeficientes de correlación obtenida pone de manifiesto que el contenido en HCO_3^- de las aguas de lluvia muestra una buena correlación con la variable Ca^{+2} y, en menor medida, con el Mg^{+2}, como se puede observar en la tabla 3.8. El resto de variables presentan coeficientes de correlación más bajos entre sí.

Variables	**HCO_3^-**	**Na^+**	**K^+**	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**	**Cl^-**	**NO_3^-**	**SO_4^{2-}**
HCO_3^-	1							
Na^+	0,303	1						
K^+	0,553	0,558	1					
Ca^{2+}	0,976	0,308	0,564	1				
Mg^{2+}	0,688	0,293	0,500	0,671	1			
Cl^-	0,368	0,481	0,371	0,376	0,343	1		
NO_3^-	0,354	0,335	0,251	0,346	0,311	0,596	1	
SO_4^{2-}	0,386	0,366	0,262	0,349	0,471	0,597	0,586	1

Tabla 3.8. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de lluvia recogidas

Los dos componentes principales explican el 72,18 % de la varianza total (Fig. 3.23): 53,74 % el factor 1 y 18,44 % el factor 2. Las variables se distribuyen en dos grupos principales (Fig. 3.23.A): un primer grupo, situado en la parte

positiva de los factores 1 y 2, lo constituyen las variables Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-} y Na^+, entre las cuales existe, con la excepción del Na^+, cierta correlación estadística (Tab. 3.8). Este grupo puede estar relacionado con el aerosol marino. El segundo grupo ocupa la parte positiva del factor 1 y negativa del factor 2 y está determinado por los contenidos en HCO_3^-, Ca^{2+} y Mg^{2+}, que podrían estar relacionados con el polvo en suspensión de la cantera existente en la parte oriental de la zona de estudio.

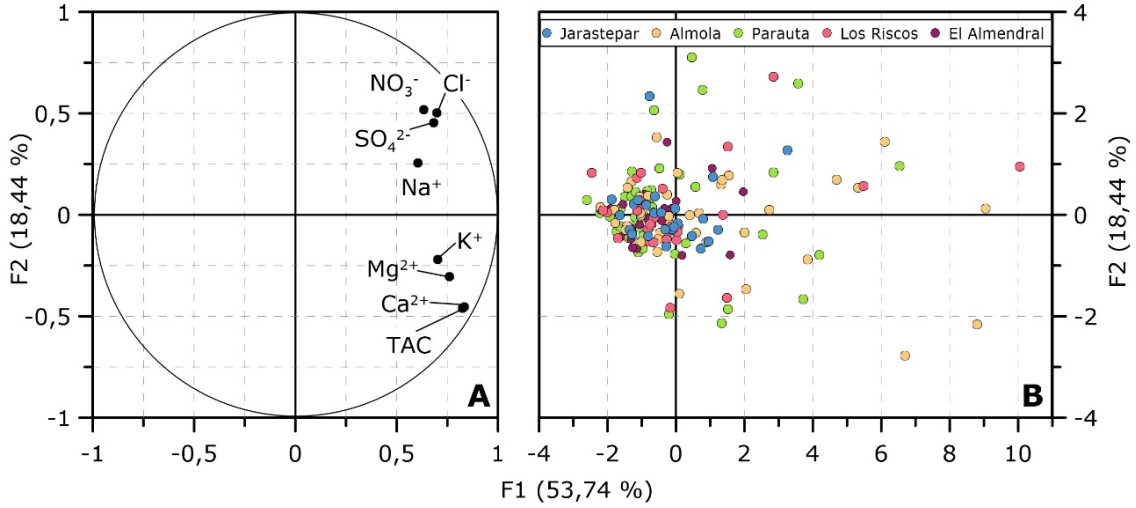


Figura 3.23. Análisis de Componentes Principales (ACP) realizado con los datos de la composición químicas de las aguas de lluvia. (A) Espacio de las variables. (B) Unidades estadísticas

En el espacio de las unidades estadísticas (Fig. 3.23.B) se observa gran dispersión de las muestras, aunque destaca un grupo más concentrado y con mayor número de casos en la parte negativa del factor 1. Esta asociación con menor variabilidad hidroquímica incluye las muestras de lluvia con menor carga iónica pertenecientes, en su mayor parte, a aguas recogidas en los pluviocaptores de Jarastepar, El Almendral, Los Riscos y Almola.

En la parte positiva del factor 1, con mayor dispersión según los ejes 1 y 2, están representadas las muestras con concentración iónica superior (Fig. 3.23.B). Este conjunto lo forman muestras recogidas principalmente en los pluviocaptores de Parauta y Almola, cuyos valores pueden vincularse con una mayor densidad de partículas en suspensión en la atmósfera cercana a los puntos de muestreo, debido a la cantera activa cercana. El resto de casos pertenecientes a este segundo grupo corresponden a lluvias registradas durante los primeros días del año hidrológico, las cuales disolvieron parte del polvo en suspensión acumulado en la atmósfera durante el verano.

3.2.4.3. Contenido en Cl^-

El ion cloruro (Cl^-) disuelto en agua presenta un comportamiento próximo al de trazador ideal (Custodio y Llamas, 1983), debido a su carácter conservativo y a su pequeño radio iónico. Estas características lo convierten en un trazador natural de infiltración, de gran utilidad en medios donde no existan fuentes adicionales de Cl^-, bien por la presencia de rocas evaporíticas o por procesos de contaminación. Su contenido en el agua de lluvia deriva principalmente del aerosol marino y su abundancia depende de la distancia a la costa, de la precipitación (origen, cantidad y distribución) y de la orografía del terreno (Schoeller, 1962; Mudry, 1987; Lastennet, 1994; Alcalá, 2005). El método de estimación de la recarga por infiltración de agua de lluvia mediante el balance de cloruros se basa en la relación entre el contenido en cloruros del agua de precipitación y su concentración en el agua subterránea. Sin embargo, la aplicación de esta metodología puede presentar restricciones relacionadas con la interacción agua-atmósfera-roca (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio y Llamas, 1983), sobre todo en contextos hidrogeológicos en los que existan, como se ha mencionado anteriormente, aportes naturales de Cl^- por parte del terreno (presencia de materiales evaporíticos/salinos) y/o por la contaminación de origen antrópico.

En la tabla 3.9 se indican los contenidos medios de Cl^- ponderados por la cantidad de precipitación registrada en las estaciones de referencia, para cada punto de muestreo de agua de lluvia y durante los años hidrológicos del periodo de control. Los contenidos de Cl^- ponderados varían entre 1,1 mg/l (El Almendral, año 2016/17) y 5,1 mg/l (Jimera de Líbar, año 2014/15), con un valor medio aritmético representativo de toda el área igual a 2,5 mg/l. Este valor es característico de zonas de cumbres en los principales sistemas montañosos del interior peninsular (Alcalá, 2005) y muy parecido al obtenido por Barberá (2014) en la parte oriental de la Serranía de Ronda (2,8 mg/l).

Año hidrológico	Jarastepar	El Almendral	Los Riscos	Parauta	Almola	Jimera de Líbar
2014/15	3,1	2,6	1,9	2,9	4,7	5,1
2015/16	3,4	2,6	2,5	2,8	3,1	2,3
2016/17	1,5	1,1	1,2	2,2	1,5	2,2
Media pond.	**2,8**	**2,2**	**1,9**	**2,5**	**2,3**	**2,5**

Tabla 3.9. Valores medios de los contenidos en Cl^- ponderados por la cantidad de precipitación para cada año hidrológico del periodo de estudio

3.2.5. Isótopos estables de la molécula del agua de lluvia ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$)

3.2.5.1. Consideraciones previas

La variabilidad espacio-temporal de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en el agua meteórica son causados por el efecto del fraccionamiento que conlleva la evaporación desde el océano o el mar y la posterior condensación durante el transporte atmosférico del vapor de agua (Dansgaard, 1964; Gat y Gonfiantini, 1981). El fraccionamiento isotópico es una reacción termodependiente, como evidencia la correlación entre el valor de $\delta^{18}O$ con la temperatura ambiental (Dansgaard, 1964; Siegenthaler and Oeschger, 1980), de manera que, a mayor temperatura y cuanto mayor sea la amplitud térmica en una región, más enriquecimiento del agua en isótopos pesados y mayor será la variabilidad isotópica.

Existen otros factores, también correlacionados con la temperatura ambiental, que influyen en la composición isotópica del agua de lluvia (Fig. 3.24) como son: la humedad atmosférica (a mayor humedad, valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en la fase vapor), la cantidad de precipitación (a mayor precipitación, valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$), altitud (conforme aumenta la altitud los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ son más negativos), latitud (a latitudes más altas, valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$), efecto de continentalidad (a mayor distancia a la costa valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$), y el efecto estacional (valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en invierno que en verano) (Dansgaard, 1964). La existencia de termodependencia en el fraccionamiento de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ implica una correlación entre ambos isótopos que ha sido definida por diferentes autores como Craig (1961) o Rozanski *et al.* (1993).

La línea meteórica mundial (LMM) corresponde al promedio de numerosas líneas meteóricas locales calculadas en distintos lugares del mundo, cada una de las cuales está influenciada por los factores geográficos y climáticos mencionados. Sin embargo, la cinética de fraccionamiento de los isótopos de la molécula de agua es similar si se considera una fuente de capacidad ilimitada (p.e. océanos y grandes mares), de modo que se conserva la relación de proporcionalidad entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ durante la evolución de la masa de vapor de agua. Dansgaard (1964) propuso el uso del parámetro *d* o exceso en deuterio para caracterizar las áreas fuente de la precipitación. Dicho parámetro está definido por la intersección de la

Línea Meteórica Mundial con el eje de ordenadas y puede calcularse para cualquier muestra de agua de lluvia como sigue:

$$d = \delta^2H - 8\ \delta^{18}O \qquad \text{(ecuación 1)}$$

Por lo tanto, el valor de d de una masa nubosa se adquiere durante la evaporación del agua y apenas varía en la posterior evolución de dicha masa, de manera que puede ser un indicador de la génesis del vapor que la forma (Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz Sanjulián *et al.*, 1992; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). Los valores de d próximos a +10 ‰ indican vapor de agua de origen atlántico, valores cercanos a +22 ‰ son característicos de vapor de agua procedente del Mediterráneo oriental y del orden de +15 ‰ serían propias del vapor atmosférico generado en el Mediterráneo occidental.

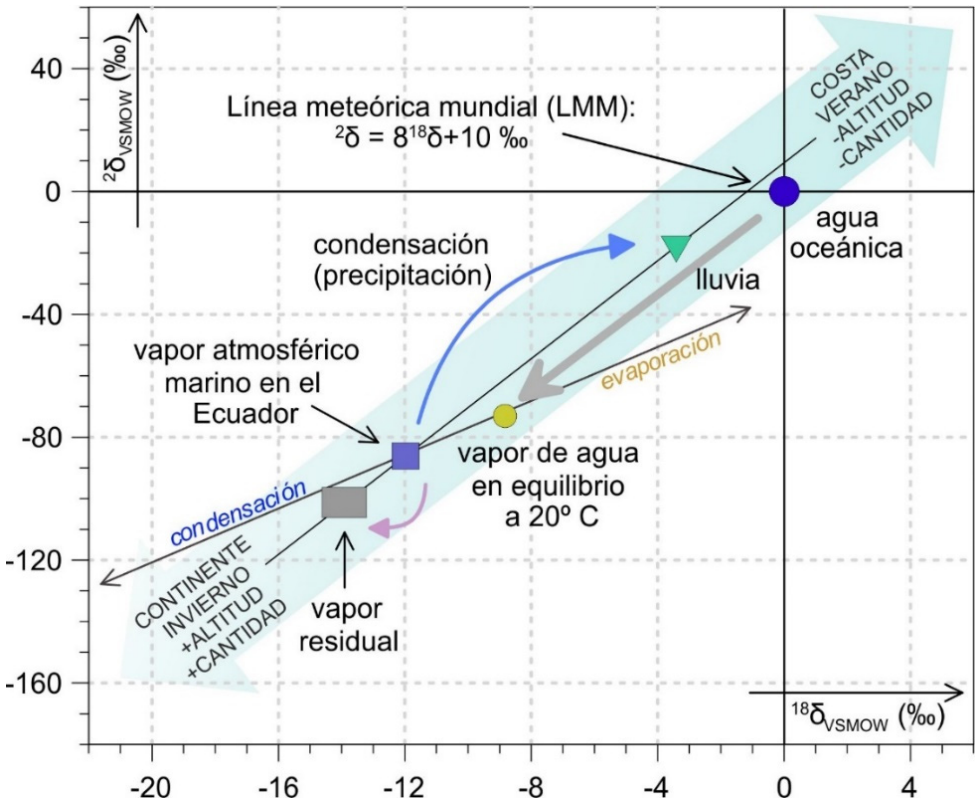


Figura 3.24. Relación de las variaciones naturales de $\delta^{18}O$ δ y $H^2\delta$ del agua oceánica, el vapor atmosférico y la precipitación. El círculo azul representa el valor hipotético del vapor de agua en equilibrio isotópico con el agua del mar, el cuadrado azul es la composición isotópica observada en el vapor oceánico del Ecuador (originada a partir del fraccionamiento más realista que se da fuera del equilibrio). El vapor marino se condensa gradualmente para dar lugar a la precipitación (flecha azul) mediante un fraccionamiento positivo, de manera que el vapor atmosférico residual se va empobreciendo progresivamente del ^{18}O y ^2H (flecha morada). Modificado de Mook (2006)

Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del vapor de agua, junto con el contenido de Cl^-, constituyen herramientas de gran utilidad para complementar la caracterización hidroquímica en investigaciones hidrogeológicas, debido a su abundancia y a la simplicidad de las determinaciones analíticas. El estudio de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico puede utilizarse con diferentes objetivos (IAEA, 1981a; Cruz Sanjulián et al., 1992; Clark y Fritz, 1997; Criss et al., 2007), entre los que destacan: establecer las áreas fuente de las aguas de recarga, evaluar los procesos de recarga a partir del sistema agua-suelo-roca y trazar el movimiento de las aguas en el contexto del ciclo hidrológico.

3.2.5.2. Señal isotópica de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso de deuterio del agua de lluvia en el área de estudio

El análisis de la composición isotópica del agua meteórica recogida durante el periodo de estudio se ha realizado a partir del muestreo de los mismos puntos utilizados para el control de la composición química (véase situación en figura 3.18). Se han analizado los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y se ha calculado el del exceso de deuterio (d) en 196 de las 226 muestras de agua de lluvia (Tab. 3.10).

Como se puede apreciar en la tabla 3.10, los valores de $\delta^{18}O$ de las muestras de agua de lluvia analizadas están comprendidos entre -0,72 ‰ (Los Riscos, agosto de 2015) y -13,28 ‰ (Parauta, noviembre de 2016). El valor medio aritmético de todas las muestras es -5,94 ‰ y el ponderado por la cantidad de precipitación es -5,74 ‰. En el caso de los valores de $\delta^{2}H$ varían entre -1,93 ‰ (Los Riscos, agosto de 2015) y -88,00 ‰ (Parauta, noviembre de 2016), con un valor medio aritmético de -32,38 ‰ y medio ponderado de -33,26 ‰. Por estaciones de muestreo, los valores isotópicos medios aritméticos de las muestras de agua de lluvia recogidas están comprendidos entre -5,14 (Jimera de Líbar) y -6,51 ‰ (Almola), para el $\delta^{18}O$, y entre -27,87 (Jarastepar) y -37,53 ‰ (Almola) para el $\delta^{2}H$.

Cuando se representan los datos de $\delta^{18}O$ frente a los de $\delta^{2}H$ en un diagrama binario (Fig. 3.25) se observa una gran dispersión de las muestras de lluvia entre la Línea Meteórica Mundial (Craig, 1961) y la Línea Meteórica del Mediterráneo occidental (LMMoc) (Gat y Carmi, 1970). Esto pone de manifiesto la contribución de dos fuentes diferentes de vapor (Atlántico y Mediterráneo occidental) en la formación de la precipitación que cae sobre la zona de estudio.

Parámetros estadísticos	**Jarastepar**	**Almola**	**Parauta**	**Los Riscos**	**El Almendral**	**Jimera de Líbar**	***Media***
				$\delta^{18}O$ (‰)			
n	22	23	44	31	43	33	-
med (pond)	-5,68	-5,38	-6,71	-5,60	-5,69	-5,36	-5,74
med (arit)	-5,50	-6,51	-6,09	-6,04	-6,33	-5,14	-5,94
máx	-1,26	-3,17	-2,90	-0,72	-1,23	-1,33	-1,77
mín	-11,29	-11,68	-13,28	-12,07	-12,91	-11,67	-12,15
cv (%)	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,1
				$\delta^{2}H$ (‰)			
n	22	23	44	31	43	33	-
med (pond)	-33,29	-31,89	-36,94	-32,93	-33,54	-30,96	-33,26
med (arit)	-27,87	-37,53	-33,86	-32,68	-32,31	-30,03	-32,38
máx	-5,61	-8,05	-3,82	-1,93	-2,89	-3,64	-4,32
mín	-64,66	-75,22	-88,00	-74,34	-84,61	-73,80	-76,77
cv (%)	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,1
				Exceso de deuterio, d (‰)			
n	22	23	44	31	43	33	-
med (pond)	12,11	11,13	16,74	11,88	11,96	11,94	12,63
med (arit)	14,45	13,91	15,01	14,55	14,82	13,20	14,32
máx	18,74	20,14	23,64	26,08	26,02	22,48	22,85
mín	5,43	10,71	3,79	2,59	1,20	7,48	5,20
cv (%)	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1

Tabla 3.10. Parámetros estadísticos (número de muestras, n; media, med aritmética –arit- y ponderada -pond-; máximo, máx; mínimo, mín; coeficiente de variación, cv en %) de la composición isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso de deuterio, d) de las muestras de agua de lluvia recogidas en la zona de estudio para el periodo comprendido entre 2014 y 2017

Los puntos representados en la figura 3.25 definen la Línea Meteórica Local (LMLo), cuya pendiente es 7,4, valor ligeramente inferior a los de la LMM y la LMMOc, que es igual a 8. En general, pendientes con valores comprendidos entre 3,9 y 8 reflejan los procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación que han tenido lugar en función de la temperatura, del desgaste cinético de la nube y de la humedad relativa durante la formación de la nube (Dansgaard, 1964). De los resultados obtenidos, se deduce que algunas aguas de lluvia recogidas en el ámbito geográfico de la presente investigación han sufrido ligeros procesos de fraccionamiento por evaporación durante la evolución de los frentes nubosos que originan las precipitaciones (Fig. 3.25). La mayor parte de las muestras se encuentran entre la LMM y la LMMoc, aunque hay muestras comprendidas entre esta última y la LMMori (Línea Meteórica del Mediterráneo oriental).

Los valores calculados de exceso en deuterio (Tab. 3.10) están comprendidos entre +1,20 ‰ (El Almendral) y +26,08 ‰ (Los Riscos), con un valor medio de +14,32 ‰, según la media aritmética, y de +12,63 ‰, según la media ponderada.

Estos datos sugieren el predominio de precipitaciones procedentes del Mediterráneo occidental, aunque también puede ser el resultado de la mezcla de frentes nubosos de origen atlántico y mediterráneo.

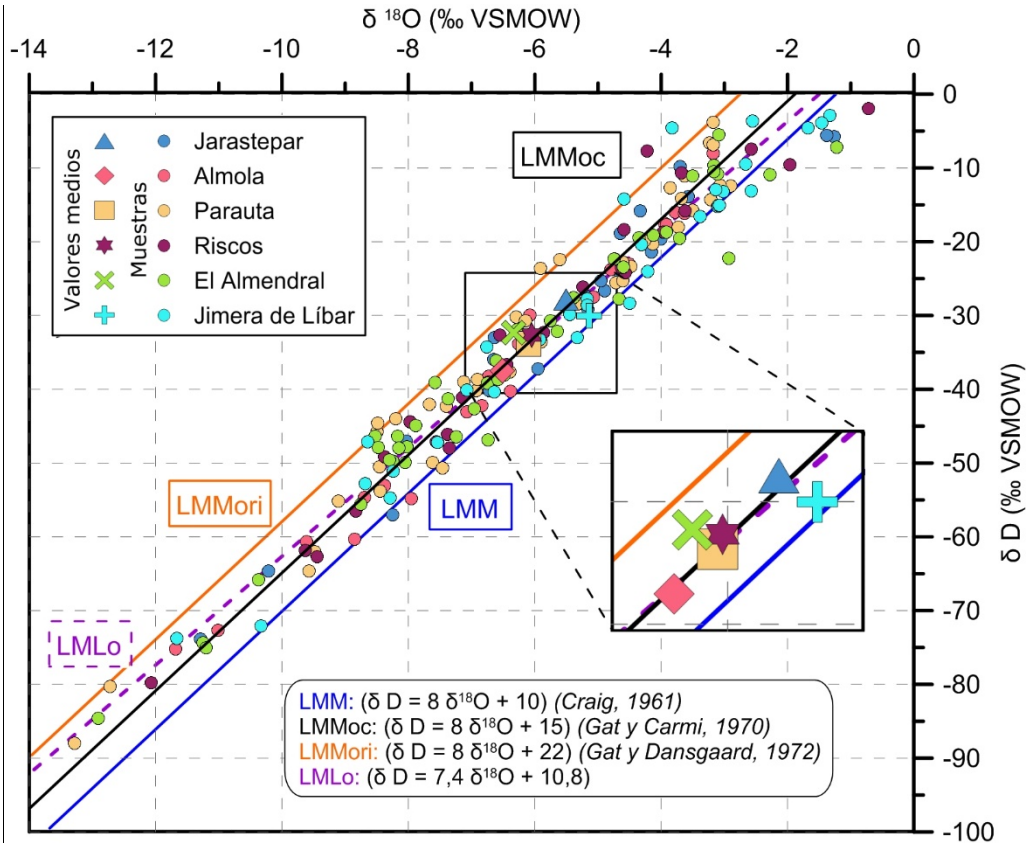


Figura 3.25. Relación $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$ de las muestras de lluvia recogidas durante el periodo de estudio. Se adjuntan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Mundial -LMM-, Mediterráneo occidental -LMMoc-, Mediterráneo oriental -LMMori- y Local -LMLo-)

3.3. Temperatura del aire

3.3.1. Características generales. Datos disponibles

En el área objeto de esta investigación se dispone de una red de 11 estaciones termométricas (Tab. 3.11). Del conjunto de estaciones descritas en la tabla 3.11, la mayoría (8) pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (Pujerra, Ronda -Quejigales-, Alpandeire, Ronda -C.E.-, Cortes de la Frontera, Ronda -Algaba-, Ronda -I.E.S.-) y se localizan en las zonas bajas de los valles de los ríos Genal y Guadiaro (a excepción de Ronda -Quejigales-), en las cercanías de los principales núcleos de población. Las tres restantes (Los Riscos, Jarastepar y El Almendral) fueron instaladas en el marco de la presente investigación, con el fin de cubrir las zonas más elevadas del área de estudio, donde no existían estaciones oficiales. En

la tabla 3.11 se resumen las principales características de cada una de ellas, mientras que su posición geográfica se puede contemplar en la figura 3.26.

Est. Termométrica	Referencia	Coordenadas (UTM)		Altitud	Periodo de registro	Nº años de registro	% años completos	Fuente
		X	Y	(m s.n.m.)				
Pujerra	6046I	305308	4050215	1020	1976/77-2016/17	41	59	AEMET
Ronda (Quejigales)	6031	315923	4061942	1180	1981/82-2009/10	29	48	AEMET
Alpandeire	6045	303133	4056569	676	1989/90-2016/17	28	89	AEMET
Ronda (C.E.)	6032	306424	4068484	660	1972/73-1991-92	20	25	AEMET
Ronda (Esc. Hogar)	6032A	306393	4068843	743	1980/81-1989/90	10	20	AEMET
Cortes de la Frontera	6040X	290627	4055368	640	2008/09-2016/17	9	78	AEMET
Ronda (Algaba)	6031U	305238	4064569	788	2008/09-2015/16	8	11	AEMET
Ronda (I.E.S.)	6032X	306503	4069537	753	2009/10-2016/17	8	75	AEMET
Los Riscos	CEHIUMA-LR	305904	4057748	983	2013/14-2016/17	4	75	CEHIUMA
Jarastepar	CEHIUMA-J	305982	4060253	1317	2014/15-2016/17	3	100	CEHIUMA
El Almendral	CEHIUMA-EA	300338	4060430	981	2014/15-2016/17	3	100	CEHIUMA

Tabla 3.11. Características de las estaciones termométricas que existen en el área de estudio

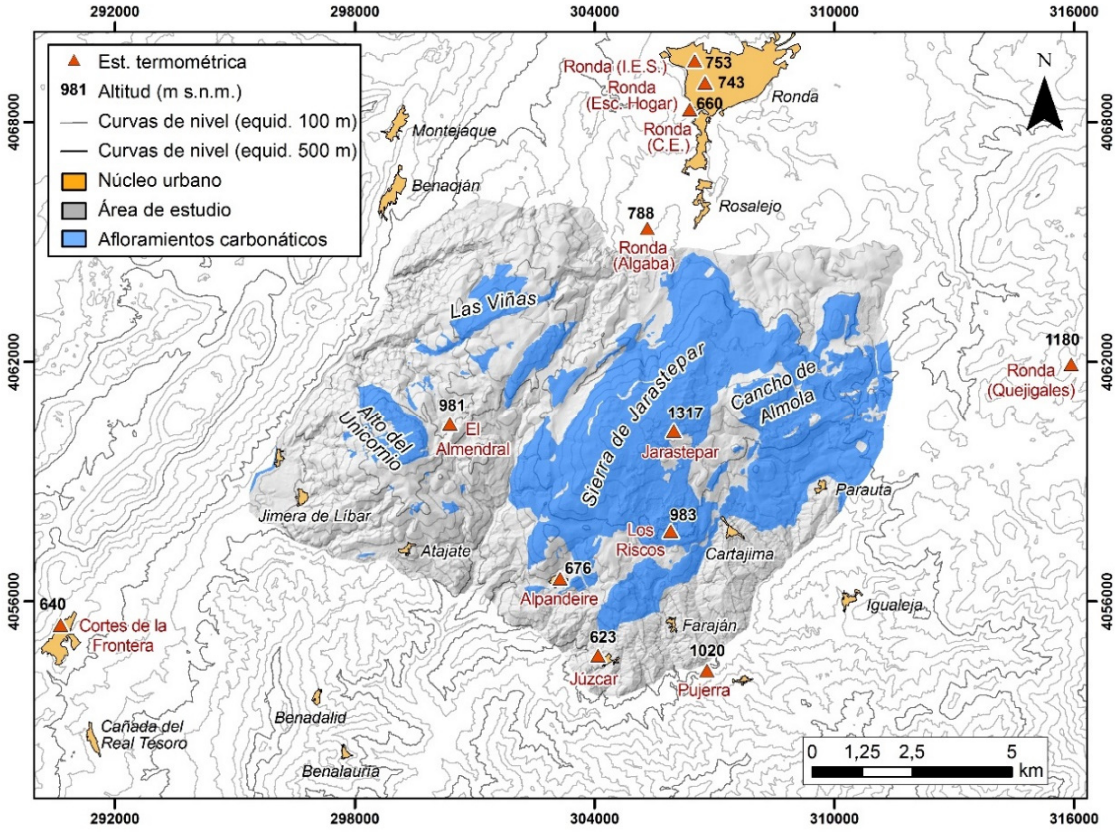


Figura 3.26. Mapa de situación de las estaciones termométricas que existen en el área de estudio

La red de estaciones termométricas utilizada presenta limitaciones, tanto en cuanto a la representatividad espacial (Fig. 3.26) como temporal (longitud de registros variables) de las series de datos. La estación con la serie de datos de

temperatura del aire más larga es Pujerra (41 años de registro), seguida de Ronda -Quejigales- y Alpandeire (29 y 28 años de registro, respectivamente). La estación de Alpandeire es la que dispone proporcionalmente de una serie de datos más completa (89 % de años completos).

La red de estaciones termométricas utilizada presenta limitaciones, tanto en cuanto a la representatividad espacial (Fig. 3.26) como temporal (longitud de registros variables) de las series de datos. La estación con la serie de datos de temperatura del aire más larga es Pujerra (41 años de registro), seguida de Ronda -Quejigales- y Alpandeire (29 y 28 años de registro, respectivamente). La estación de Alpandeire es la que dispone proporcionalmente de una serie de datos más completa (89 % de años completos).

3.3.2. Estudio de la temperatura del aire a partir de series históricas (periodo 1997/98 - 2016/17)

El análisis de los datos históricos de temperatura del aire se ha llevado a cabo a partir de 6 de las 11 estaciones descritas en la tabla 3.11: Alpandeire, Pujerra, Cortes de la Frontera, Ronda -Algaba-, Ronda -I.E.S.- y Ronda -Quejigales-. Se ha seleccionado un período de 20 años hidrológicos 1997/98 - 2016/17, en el que las series de datos cuentan con un registro más largo y completo. Al igual que en el caso de los datos de precipitación, las lagunas de datos de temperatura han sido completadas mediante regresión lineal, a partir de la recta de regresión que relaciona pares de estaciones próximas que muestran la mayor correlación (R^2) entre sus series temporales de datos de temperatura. En la tabla 3.12 se resumen los valores medios anuales de temperatura del aire en la zona de estudio y la temperatura media en cada una de las estaciones seleccionadas (en negrita los datos completados por regresión lineal).

Los valores medios anuales de la temperatura del aire están comprendidos entre 11,6 °C, en la estación termométrica de Ronda -Quejigales-, y 16,9 °C, en las estaciones de Alpandeire y Cortes de la Frontera (Tab. 3.12). El año hidrológico más cálido en la mayoría de las estaciones fue 2016/17 (16,3 °C), mientras que los más fríos fueron 1999/00 y 2003/04 (15,1 °C). El valor medio de temperatura para el periodo histórico de la presente investigación (1997/98-2016/17) es 15,5 °C.

Año hidrológico	Alpandeire	Pujerra	C. de la Frontera	Ronda (Algaba)	Ronda (I.E.S.)	Ronda (Quejigales)	Tª media anual
1997/98	16,8	15,3	**16,7**	**16,3**	**15,5**	**10,8**	15,2
1998/99	16,9	15,5	**16,6**	**16,3**	**15,5**	10,7	15,2
1999/00	16,5	15,0	**16,7**	**16,4**	**15,6**	10,6	15,1
2000/01	17,1	15,4	**16,7**	**16,4**	**15,6**	**11,4**	15,4
2001/02	17,0	15,5	**16,6**	**16,3**	**15,5**	**11,7**	15,4
2002/03	17,6	15,7	**16,7**	**16,3**	**15,5**	11,9	15,6
2003/04	17,0	**15,0**	**16,4**	**16,0**	**15,2**	11,2	15,1
2004/05	17,2	15,5	**16,7**	**16,4**	**15,6**	11,7	15,5
2005/06	**16,9**	**15,3**	**16,9**	**16,6**	**15,9**	11,5	15,5
2006/07	16,8	**14,2**	**16,9**	**16,6**	**15,9**	11,5	15,3
2007/08	17,0	14,5	**16,9**	**16,6**	**15,8**	11,5	15,4
2008/09	16,5	14,1	17,0	**15,9**	**15,9**	11,6	15,2
2009/10	17,2	**15,5**	**17,0**	**15,9**	**13,8**	12,3	15,3
2010/11	16,8	**14,4**	16,9	**16,2**	16,3	**10,5**	15,2
2011/12	17,1	**16,6**	17,1	17,2	16,4	**12,8**	16,2
2012/13	16,1	15,3	16,4	**16,6**	15,6	**11,5**	15,2
2013/14	16,7	16,0	17,1	**16,5**	16,0	**12,2**	15,7
2014/15	17,2	16,3	17,5	**16,7**	**16,7**	**12,5**	16,1
2015/16	**17,1**	16,1	17,4	**17,0**	16,7	**12,3**	16,1
2016/17	17,5	**16,2**	17,4	**17,2**	17,1	**12,4**	16,3
Máximo	17,6	16,6	17,5	17,2	17,1	12,8	16,3
Medio	16,9	15,4	16,9	16,5	15,8	11,6	**15,5**
Mínimo	16,1	14,1	16,4	15,9	13,8	10,5	15,1
Amplitud	1,6	2,5	1,1	1,3	3,3	2,2	1,2

Tabla 3.12. Valores medios anuales de temperatura del aire (°C) en las estaciones consideradas durante el periodo 1997/98-2016/17. Los datos en negrita corresponden a los completados mediante regresión lineal

La figura 3.27 muestra las variaciones temporales de los valores medios anuales de la temperatura del aire en las estaciones seleccionadas, durante los 20 años hidrológicos que constituyen el período histórico considerado para esta variable. El valor máximo de la temperatura anual media se registra en la estación Alpandeire, en el año 2002/03 (17,6 °C; Tab. 3.12; Fig. 3.27). Por el contrario, la temperatura media anual mínima es de 10,5 °C y se obtiene en la estación de Ronda -Quejigales-, en el año hidrológico 2010/11. La estación termométrica en la que se registra el mayor rango de variación térmica es Ronda -I.E.S.-, mientras que la de Cortes de la Frontera muestra el mínimo rango de variación de los datos anuales de temperatura media. Las evoluciones muestran cierta tendencia ascendente a lo largo del período considerado (1997/98-2016/17) en todas las estaciones termométricas.

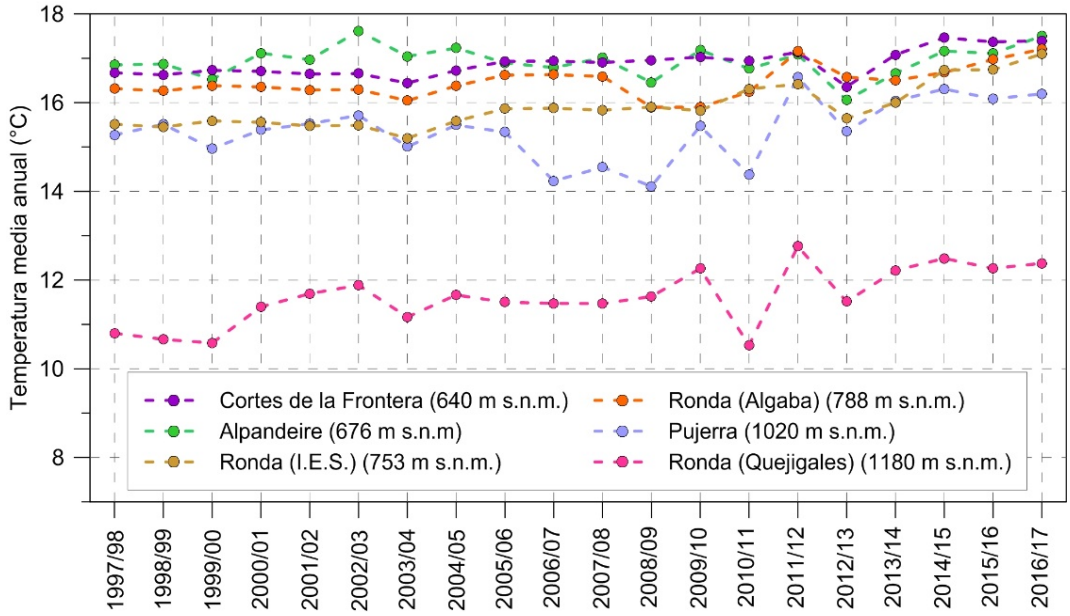


Figura 3.27. Evolución de la temperatura media anual durante el periodo de registro 1997/98-2016/17

El análisis de la temperatura media mensual (Tab. 3.13; Fig 3.28) muestra que los valores mínimos se registran en el mes de enero, mientras que los máximos se alcanzan en agosto, coincidiendo con los periodos más húmedos y más secos, respectivamente. Los valores medios de temperatura, tanto mensuales como anuales, muestran variaciones apreciables entre las estaciones termométricas localizadas a altitudes diferentes (Figs. 3.27 y 3.28). El caso más significativo es el de la estación de Ronda -Quejigales- (1180 m s.n.m.), en la que, por lo general, la temperatura media difiere algo más de 4,5 °C con respecto a las estaciones de Alpandeire, Ronda –Algaba- y Cortes de la Frontera, todas ellas situadas a cotas más bajas.

La amplitud térmica a escala mensual es algo más elevada en el borde norte del ámbito de estudio (Tab. 3.13; Fig. 3.28), en la Depresión de Ronda y en la Sierra de las Nieves, y menor en el valle del río Guadiaro. El valor máximo de amplitud térmica mensual se ha registrado en la estación de Ronda -I.E.S.-, donde la diferencia entre la temperatura máxima y mínima es de 18,3 °C.

Mes	Alpandeire	Pujerra	C. de la Frontera	Ronda (Algaba)	Ronda (I.E.S.)	Ronda (Quejigales)	Tª media mensual
Octubre	18,0	16,5	17,8	17,5	17,1	12,6	**16,6**
Noviembre	12,9	11,6	13,3	12,3	11,2	7,5	**11,5**
Diciembre	10,8	9,1	10,8	9,6	8,4	5,2	**9,0**
Enero	10,0	8,8	10,6	9,2	8,0	4,6	**8,5**
Febrero	10,3	9,1	11,1	9,6	8,3	4,9	**8,9**
Marzo	12,5	11,2	12,8	11,6	10,8	7,1	**11,0**
Abril	14,2	13,0	14,6	13,6	13,0	8,9	**12,9**
Mayo	17,5	15,9	17,2	17,0	16,5	12,1	**16,0**
Junio	22,7	20,7	21,8	22,6	22,5	17,2	**21,3**
Julio	26,1	23,9	24,6	26,0	26,2	21,1	**24,6**
Agosto	26,1	24,2	24,9	26,0	26,3	21,2	**24,8**
Septiembre	22,1	20,5	21,7	22,1	21,9	17,0	**20,9**
Máximo	26,1	24,2	24,9	26,0	26,3	21,2	**24,8**
Mínimo	10,0	8,8	10,6	9,2	8,0	4,6	**8,5**
Amplitud	16,1	15,3	14,3	16,8	18,3	16,6	**16,2**

Tabla 3.13. Valores medios mensuales de temperatura del aire en al área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17

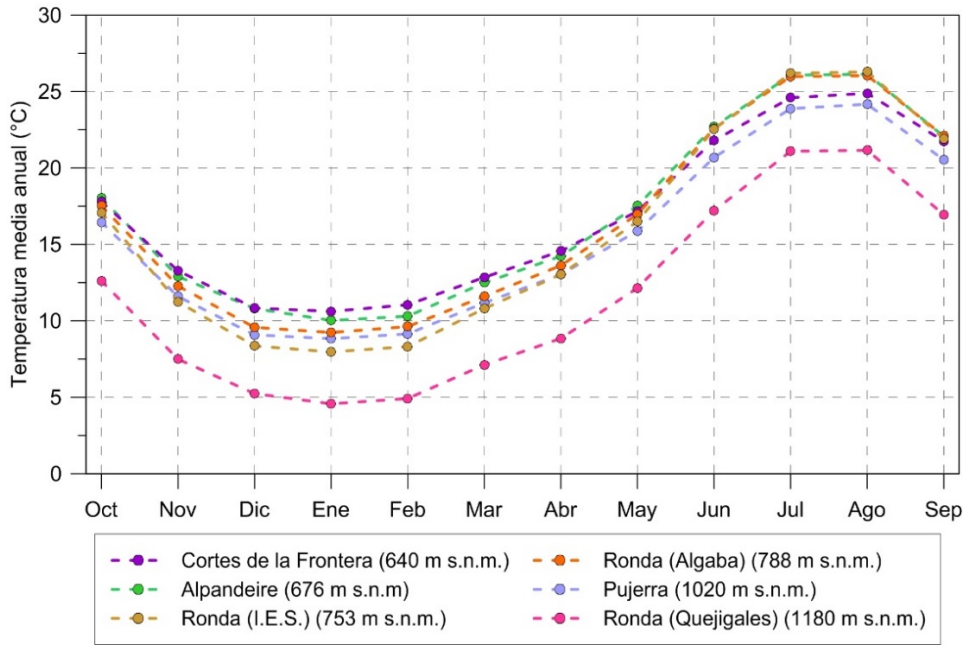


Figura 3.28. Valores de la temperatura media mensual durante el periodo de registro 1997/98-2016/17

La figura 3.29 presenta la evolución de los valores de temperatura media mensual para el periodo histórico considerado (1997/98 - 2016/17). El ajuste lineal de estos datos pone de manifiesto una tendencia ascendente de los valores de temperatura para los últimos 20 años en el área de estudio (0,6 °C).

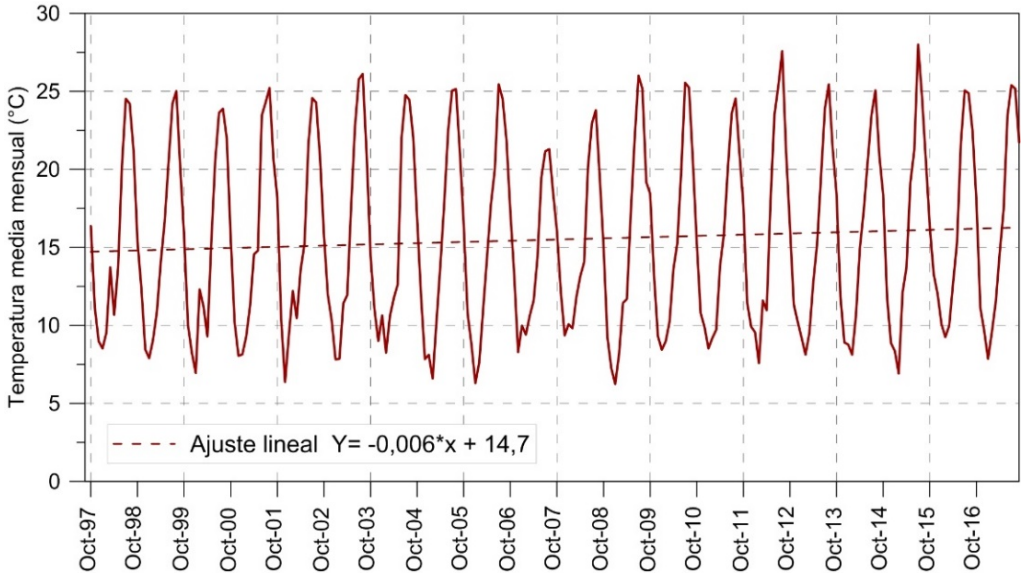


Figura 3.29. Evolución de los valores medios mensuales de las estaciones seleccionadas para el análisis termométrico del periodo histórico (1997/98-2016/17)

Se ha efectuado una correlación lineal entre la temperatura media anual de las estaciones consideradas y la altitud (Fig. 3.30). El coeficiente de correlación obtenido entre ambas variables es significativo (R^2= 0,78), lo que evidencia que la temperatura del aire está condicionada por la orografía.

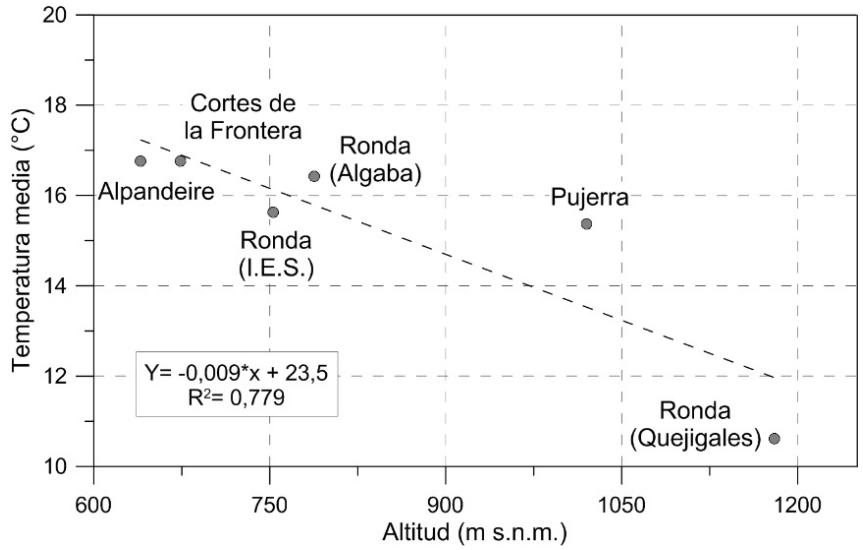


Figura 3.30. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el análisis del periodo 1997/98-2016/17

El gradiente térmico obtenido en el área de estudio para el periodo histórico 1997/98 - 2016/17 es de -0,9 °C/100 m de altitud (Fig. 3.30). Dicho gradiente es

similar al obtenido en zonas circundantes como es la Sierra de las Nieves (-0,8 °C/100 m; Linán, 2003) y algo mayor que el calculado por Barberá (2014) en la Serranía oriental de Ronda (-0,6 °C/100 m).

3.3.3. Temperatura del aire durante el periodo de investigación (periodo 2014/15 - 2016/17)

Para el análisis de la temperatura del aire durante los tres años del periodo de investigación se han considerado los datos registrados en las estaciones termométricas de Alpandeire, Pujerra, Ronda -Alagaba-, Ronda -I.E.S.-, Los Riscos, Jarastepar y El Almendral. La elección de dichas estaciones ha sido motivada por su registro más completo durante el periodo comprendido entre los años 2014/15 y 2016/17. A excepción de la serie de datos de la estación de Los Riscos, todas las demás han sido completadas (valores en negrita en Tab. 3.14) debido a la falta de datos diarios, que en ningún caso supera el 15 % de la longitud total de las series. Los valores medios anuales de la temperatura de las estaciones anteriores se ilustran en la tabla 3.14.

Año hidrológico	Alpandeire	Pujerra	Ronda (Algaba)	Ronda (I.E.S.)	Los Riscos	Jarastepar	El Almendral	Tª media total
2014/15	17,2	16,3	**16,7**	**16,7**	14,5	**12,5**	**16,1**	15,7
2015/16	**17,1**	16,1	**17,0**	16,7	14,4	12,4	15,6	15,6
2016/17	17,5	**16,2**	**17,2**	17,1	14,8	12,6	16,3	16,0
Máximo	17,5	16,3	17,2	17,1	14,8	12,6	16,3	16,0
Media	17,3	16,2	17,0	16,9	14,6	12,5	16,0	**15,8**
Mínimo	17,1	16,1	16,7	16,7	14,4	12,4	15,6	15,6
Amplitud	0,4	0,2	0,5	0,4	0,4	0,2	0,7	0,3

Tabla 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el periodo de investigación. En negrita, datos completados mediante regresión lineal (véase apartado 3.3.2)

La temperatura media del aire está comprendida entre 12,5 °C (Jarastepar, 1317 m s.n.m.) y 17,3 °C (Alpandeire, 674 m s.n.m.), con un valor promedio de 15,8 °C (Tab. 3.14). Este último valor es muy parecido al calculado para el periodo histórico (1997/98-2016/17). Sin embargo, al comparar los datos de temperatura media anual de las tablas 3.12 y 3.14 se deduce que el periodo de investigación comprende una época ligeramente más cálida. De los tres años hidrológicos considerados, el más frío fue el 2015/16, con 15,6 °C de temperatura media, mientras que el más cálido fue el 2016/17, con 16 °C (Tab. 3.14). No obstante, la variación

de los valores de temperatura media entre todos ellos es pequeña, como máximo de 0,7 °C, registrada en El Almendral.

El análisis de la temperatura media mensual (Tab. 3.15) muestra que los valores mínimos se registran en el mes de febrero, mientras que los máximos se alcanzan en julio, de manera que no coinciden con los analizados para el periodo histórico, que se registraban en enero y agosto respectivamente. El valor máximo de amplitud térmica mensual se ha registrado en la estación de Jarastepar, donde la diferencia entre la temperatura máxima y mínima es 18,9 °C.

En la figura 3.31 se representa la evolución temporal de la temperatura media del aire en las estaciones seleccionadas durante el periodo de investigación. Las estaciones que se localizan en el interior de la zona de estudio y, por consiguiente, a mayor cota topográfica, presentan valores de temperatura generalmente más bajos que las ubicadas en los valles.

Mes	Alpandeire	Pujerra	Ronda (Algaba)	Ronda (I.E.S.)	Los Riscos	Jaras-tepar	El Almendral	Tª media mensual
Octubre	18,6	17,5	18,2	18,3	15,8	13,8	17,3	**17,1**
Noviembre	13,2	12,1	12,6	12,5	10,4	8,4	11,6	**11,5**
Diciembre	11,4	10,0	11,0	10,8	8,9	6,8	9,8	**9,8**
Enero	10,1	8,9	9,1	9,0	6,5	5,3	8,6	**8,2**
Febrero	9,9	8,4	9,0	8,7	8,3	4,4	8,2	**8,1**
Marzo	12,2	11,5	11,8	11,4	9,2	7,3	10,6	**10,5**
Abril	14,5	13,9	14,4	14,3	11,9	9,7	13,3	**13,2**
Mayo	18,3	17,5	18,0	18,3	15,7	13,6	17,5	**17,0**
Junio	23,2	22,2	23,2	23,4	20,9	18,8	22,7	**22,0**
Julio	27,1	26,4	27,3	27,4	24,7	23,3	26,7	**26,1**
Agosto	26,0	24,7	25,6	26,1	23,1	21,3	25,0	**24,6**
Septiembre	22,5	21,4	23,2	22,1	19,7	17,6	20,9	**21,1**
Máximo	27,1	26,4	27,3	27,4	24,7	23,3	26,7	26,1
Mínimo	9,9	8,4	9,0	8,7	6,5	4,4	8,2	8,1
Amplitud	17,2	18,0	18,3	18,6	18,1	18,9	18,5	18,0

Tabla 3.15. Valores medios mensuales de temperatura del aire en al área durante el periodo de investigación

Los valores máximos tienen lugar en los meses de julio y agosto y los mínimos se registran entre diciembre y febrero en los años 2014/15 y 2016/17, y entre enero y marzo en 2015/16 (Fig. 3.31).

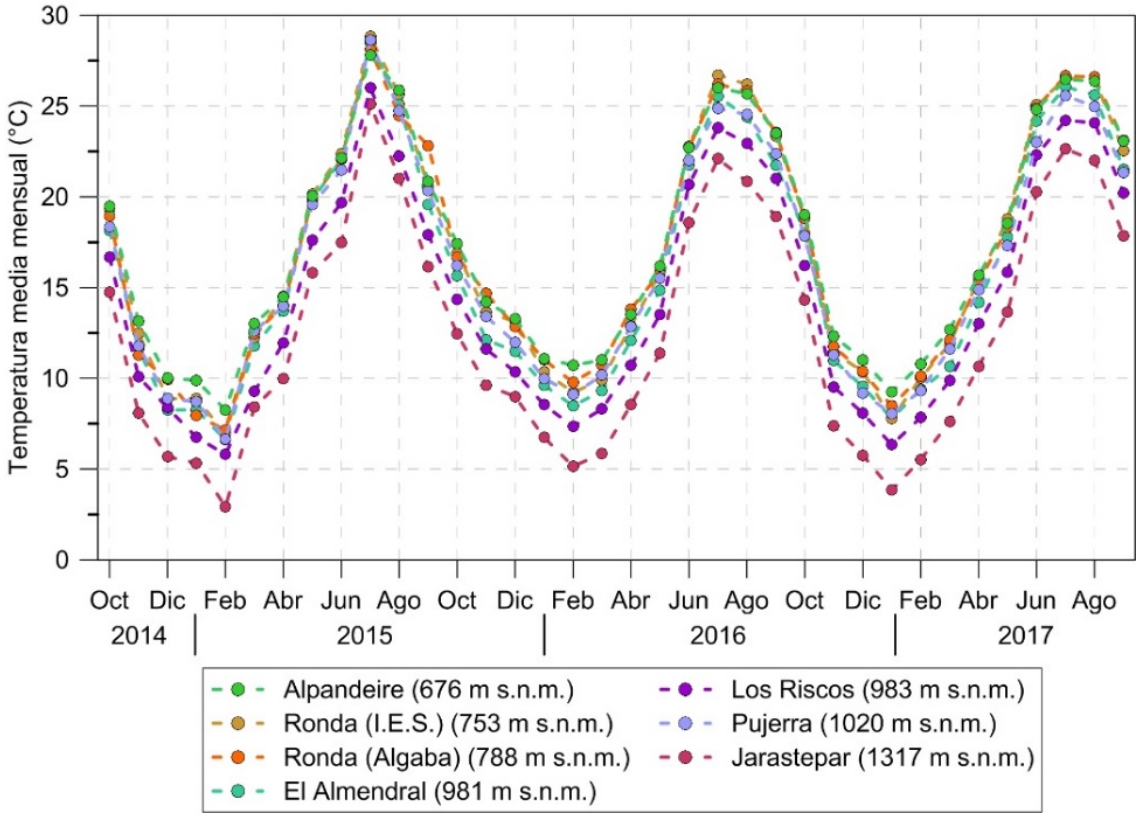


Figura 3.31. Variaciones de la temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas del área de estudio durante el periodo de investigación

El gradiente térmico calculado para el periodo de investigación con los datos de las estaciones seleccionadas (Fig. 3.32) es -0,7 °C/100 m, ligeramente inferior al del registro histórico (-0,9 °C/100 m). El coeficiente de correlación (R^2) entre ambas variables (temperatura/altitud) es más significativo que para el análisis histórico (0,85 frente a 0,78). La diferencia entre ambos gradientes de temperatura está influenciada por la exclusión de la estación de Ronda -Quejigales- (por falta de datos) del análisis realizado a partir de los datos correspondientes al período de investigación.

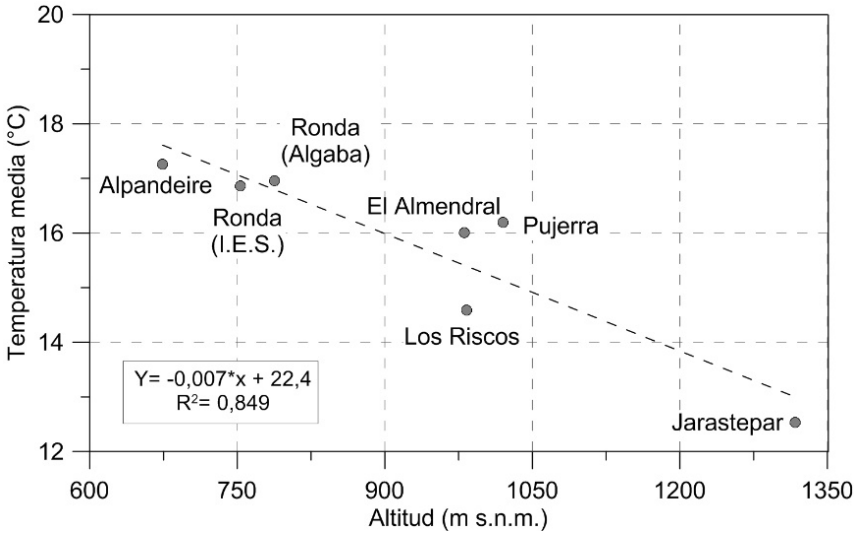


Figura 3.32. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideras en el análisis del periodo 2014/15 - 2016/17

4. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES

4.1. Antecedentes

El conocimiento hidrogeológico previo del área de estudio es limitado y, consecuentemente, los antecedentes son escasos. Los primeros trabajos de los que se tiene constancia corresponden a las investigaciones hidrogeológicas efectuadas por Guzmán del Pino y Juárez (1981) y por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1983), en el marco del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PNIAS). En el informe técnico del IGME (1983) se definió el sistema acuífero nº 36 "Mesozoico calizo-dolomítico de la Serranía de Ronda" (Fig. 4.1), que incluía todos los acuíferos carbonáticos no costeros de la parte occidental de la provincia de Málaga.

Guzmán del Pino (1984), en el marco de su tesis de licenciatura, llevó a cabo un estudio hidrogeológico general de algunos sistemas acuíferos de la Serranía de Ronda, donde identificó las unidades de Jarastepar y Cartajima. Estableció los límites de los sistemas incluidos en estas unidades basándose en la naturaleza geológica de los materiales. Asimismo, inventarió los principales puntos de descarga de agua subterránea y realizó un balance hidrogeológico. Estimó unos recursos hídricos medios de 8 hm^3/año para el conjunto de las unidades hidrogeológicas.

Años más tarde, la Diputación Provincial de Málaga (DPM, 1988) elaboró el Atlas Hidrogeológico de la provincia a partir de la información aportada por los trabajos previos (Fig. 4.1). En este documento se dedicó un capítulo a los acuíferos de la región de Ronda, en el que las divisiones se establecieron según criterios cartográficos de los afloramientos de rocas permeables y de baja permeabilidad. La sierra de Jarastepar fue definida como el sistema hidrogeológico 06.45, situado más al S de las Unidades Subbéticas al E de Ronda, mientras que el Cancho de Almola formaba parte del sistema Yunquera-Nieves (06.46). El macizo occidental de la zona de estudio, compuesto por los relieves de Las Viñas y Alto del Unicornio, no se consideró como sistema acuífero.

La antigua Confederación Hidrográfica del Sur (CHS), junto con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA), efectuaron una redefinición de las unidades

hidrogeológicas de la Cuenca Sur (CHS-IGME-GHUMA, 2004). Los macizos objeto de la presente investigación fueron agrupados bajo la denominación de la Unidad Jarastepar (06.45) (Fig. 4.1).

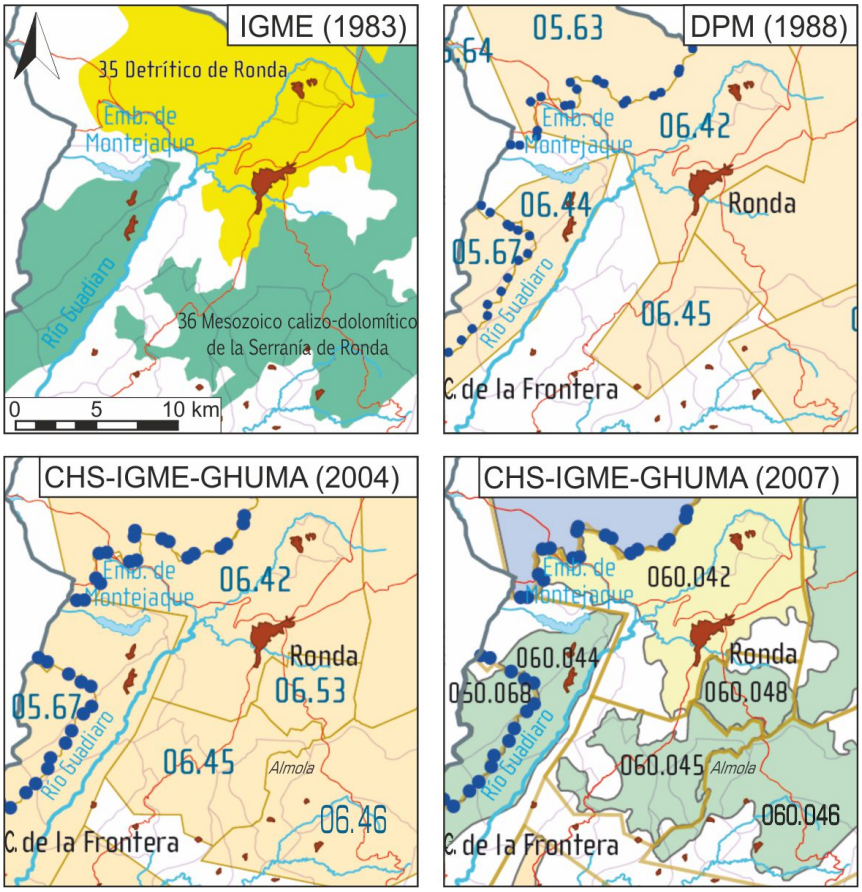


Figura 4.1. Evolución histórica de las definiciones administrativas para los distintos acuíferos carbonáticos existentes en el entorno de la ciudad de Ronda y en áreas próximas (modificado de Fernández-Ruíz, 2007)

Con motivo de la entrada en vigor de la Directiva Marco del Agua se hizo una actualización de la información hidrogeológica de los acuíferos de la provincia de Málaga, plasmada en una nueva edición del Atlas Hidrogeológico (DPM-IGME-GHUMA, 2007). En el tomo 1 del atlas se dedicó un capítulo a los acuíferos de la provincia de Málaga (Linares, 2007), en el que aparecía la masa de agua subterránea (M.A.S.) de Jarastepar (060.045) dentro de los acuíferos carbonáticos de la Serranía de Ronda (Fig. 4.1). El tomo 2 del atlas muestra un apartado centrado en la sierra de Jarastepar (Jiménez *et al.*, 2007) en el que se redefinieron los límites hidrogeológicos del acuífero, de manera que los materiales arcillosos triásicos limitaban al acuífero por el norte y oeste, mientras que en la parte meridional y oriental lo hacía el contacto con los materiales margosos cretácicos. Al igual que en

las versiones previas, el Cancho de Almola quedaba fuera de estos límites (Fig. 4.1) e integrado en la masa de agua Yunquera-Nieves.

4.2. Límites y geometría

La elevada complejidad geológica y estructural de la región hace que resulte difícil exponer de manera detallada y justificada la disposición geométrica de las diferentes unidades permeables involucradas en el funcionamiento de los acuíferos existentes en el ámbito de estudio. Sería necesario adelantar a este apartado resultados obtenidos en el transcurso de la presente investigación y que serán objeto de análisis y discusión en capítulos posteriores. Por ello, los límites y geometría que se indican a continuación son los que se deducen de la cartografía geológica publicada y de los trabajos hidrogeológicos previos referidos con los antecedentes (CHS-IGME-GHUMA, 2004; DPM-IGME-GHUMA, 2007).

Los macizos carbonáticos de Las Viñas, Alto del Unicornio, sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de Almola, alineados según dirección NE-SO, se engloban dentro del conjunto de relieves que conforman la Serranía de Ronda. La superficie total del área de estudio ocupa 113 km^2, en la que la mayor parte (83,6 km^2) corresponde principalmente a afloramientos de margas y margocalizas cretácicas y, en menor medida, arcillas del Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar y depósitos aluviales y coluviales de edad Cuaternario (véase mapa geológico adjunto a esta memoria). De la superficie restante, 7,2 km^2 corresponden a los afloramientos carbonáticos occidentales presentes en Las Viñas y Alto del Unicornio y 38 km^2 a los orientales de la sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de Almola. Estos materiales consisten en dolomías y calizas jurásicas pertenecientes al dominio geológico del Subbético Externo Occidental o Penibético (Zona Externa), y a dolomías triásicas y calizas jurásicas de las Unidades Frontales del Dominio de Alborán (Zona Interna); todas ellas formaciones permeables por fracturación y/o karstificación.

Los dos sectores (occidental y oriental) que constituyen el área de estudio son claramente diferenciables en cartografía y quedan separados entre sí por el núcleo del pliegue anticlinal en el que afloran arcillas y areniscas de edad Triásico Superior de la serie del Penibético, las cuales actúan como barrera hidrogeológica. De este modo, se puede distinguir entre el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio,

al O, y el de la sierra de Jarastepar, al E, en el que se incluyen los relieves de Los Riscos, Cancho de Almola y otros sectores cercanos conformados por afloramientos de dolomías y calizas de la Unidad de Nieves.

El acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio está constituido por carbonatos jurásicos, limitados, al N, por el contacto estratigráfico entre las calizas jurásicas y las margas y margocalizas cretácicas, sobre el que se superponen tectónicamente los materiales poco permeables del Flysch del Campo de Gibraltar. Al O, por el valle del río Guadiaro, donde se encuentra el núcleo de un pliegue sinclinal en el que se produce convergencia entre los flujos subterráneos que provienen de la sierra de Líbar (al O) y los que proceden de Las Viñas-Alto del Unicornio (al E) (véanse cortes geológicos 1-1´y 2-2´ adjuntos a esta memoria). Al S, el límite es un contacto mecánico complejo que implica a los materiales de baja permeabilidad que constituyen los complejos Alpujárride y Maláguide, a las arcillas y areniscas del Flysch del Campo de Gibraltar y a los materiales del dominio Penibético y de las Unidades Frontales.

En cuanto al sector oriental, sierra de Jarastepar, está limitado, al N, por el contacto estratigráfico concordante entre los materiales arcillosos-evaporíticos triásicos que constituyen la Formación Capas de Lifa y las dolomías jurásicas de la Formación Jarastepar; al S y E, por el accidente tectónico de primer orden que pone en contacto, en disposición cabalgante, las rocas de los complejos Alpujárride y Maláguide sobre las Unidades Frontales y, a su vez, estas últimas sobre los materiales del Penibético, con las arcillas del Flysch imbricadas entre ellos. La disposición estructural implica que las formaciones acuíferas, tanto las dolomías y calizas jurásicas del Penibético como los carbonatos triásicos de las Unidades Frontales, tendrían continuidad bajo el amplio manto de corrimiento que involucra a los complejos Alpujárride y Maláguide (véanse cortes geológicos 4-4´, 5-5´, 6-6´ y 7-7´ adjuntos a esta memoria). La disposición geométrica de las diferentes unidades en este contexto estructural da lugar a una elevada complejidad hidrogeológica que será objeto de discusión en capítulos posteriores. Por último, en el borde E afloran ampliamente la Unidad de Enamorados y la Unidad de Nieves en una posición tectónica superior, cuya relación hidrogeológica con los materiales de la sierra de Jarastepar serán igualmente discutidos más adelante (capítulo 5).

4.3. Inventario de puntos de agua

El primer inventario de puntos de agua realizado en el área objeto de esta investigación corresponde al elaborado por el IGME (1983), aunque las descripciones más detalladas de los principales manantiales fueron llevadas a cabo por Guzmán del Pino (1984). Durante el desarrollo de la presente investigación se ha actualizado y completado dicho inventario.

La información actualizada de manantiales y sondeos, en cuanto a su localización, cota de surgencia o piezométrica, y referencia, aparece indicada en el mapa hidrogeológico adjunto y en las tablas 4.1, 4.2 y 4.3. Las coordenadas geográficas (latitud y longitud) de cada punto están expresadas en el sistema de proyección Universal Transverse Mercator –UTM- ETRS_1989, zona 30N. La cota de surgencia de los manantiales, así como la del brocal de la entubación de los sondeos, han sido obtenidas a partir de un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta precisión, creado a partir de datos LiDAR (PNOA, 2016). La referencia establecida en esta memoria para los puntos de agua consiste en una letra seguida de un número. La letra se refiere a la naturaleza del punto (M: manantial; S: sondeo), mientras que el número es simplemente una referencia de orden. El conjunto de manantiales ha sido clasificado según sean principales o secundarios en relación con los caudales medios que drenan. En total se han identificado 109 puntos de agua: 7 manantiales principales, 84 manantiales secundarios y 18 sondeos.

4.3.1. Manantiales

El inventario de puntos de agua del área de investigación consta de un total de 91 surgencias (Tab. 4.1-.4.2 y mapa hidrogeológico adjunto). De ellas, 42 están situadas en el macizo de Las Viñas-Alto del Unicornio y 49 en la sierra de Jarastepar.

Los manantiales más importantes están situados en los bordes de los relieves. En la parte meridional, los puntos de agua corresponden a manantiales cuya aparición está condicionada por el contraste de permeabilidad entre distintas litologías. En el caso de los manantiales *TP* Alfaguara [M-61] (658 m s.n.m.) y *TP* Pozancón [M-62] (664 m s.n.m.) están asociados al contacto entre las calizas jurásicas y las margas y margocalizas cretácicas y el Flysch. Las surgencias de Huertos [M-59] (560 m s.n.m.), Charco [M-73] (589 m s.n.m.) y La Zúa [M-75] (603 m s.n.m.) están localizadas en el contacto de los afloramientos carbonáticos triásicos

de la Unidad de Nieves y los materiales metamórficos de baja permeabilidad correspondientes los complejos Alpujárride y Maláguide. Cabe destacar que el manantial de La Zúa es de tipo polisurgente, pues emerge en una pequeña charca donde tienen lugar la homogeneización del agua que brota en los distintos puntos. En el caso del macizo de Las Viñas-Alto del Unicornio, los manantiales principales se encuentran en el borde O, próximos al río Guadiaro. Las surgencias más relevantes son Arroyo del Agua [M-10] (427 m s.n.m.) y Fuente Grande [M-14] (410 m s.n.m.).

Existen 11 manantiales no permanentes, de tipo *trop-plein* (denominados con el prefijo *TP*- en la Tabs. 4.1 y 4.2), que sólo son activos en condiciones de elevada recarga. Dos de estos manantiales no permanentes (*TP* Alfaguara y *TP* Pozancón) constituyen los principales puntos de descarga localizados sobre materiales de la Zona Externa (Fig. 4.2).

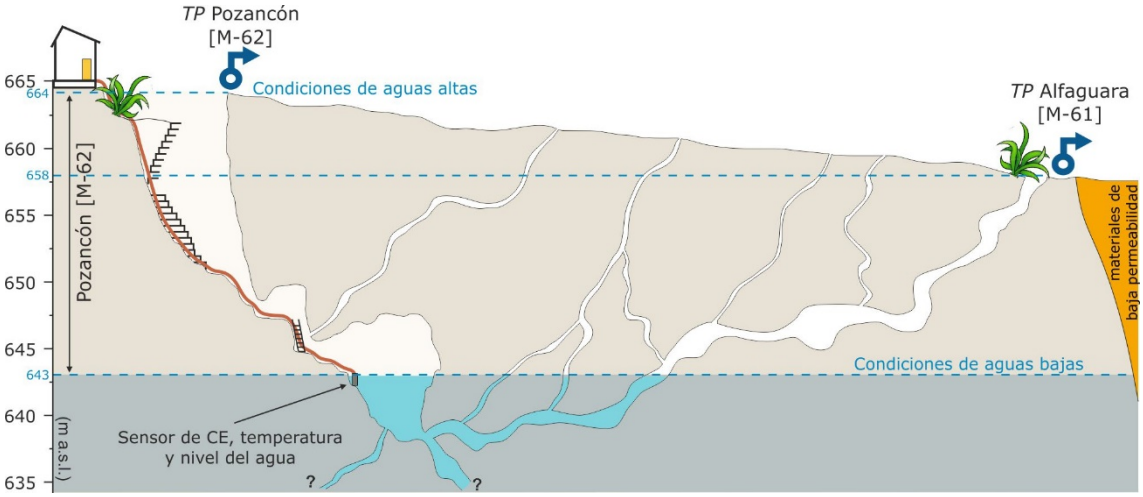


Figura 4.2. Croquis de las surgencias de *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara

Como se adelantó en el apartado de geomorfología endokárstica (apart. 2.6.4.2), Pozancón es una cavidad semi-vertical donde es posible el acceso al nivel piezométrico en cualquier estado hidrodinámico del acuífero y que está estrechamente interconectada con *TP* Alfaguara (Fig. 4.2). Durante eventos de recarga, *TP* Alfaguara (658 m s.n.m.) emerge en primer lugar. Si la recarga es abundante el nivel piezométrico asciende hasta que el drenaje en Pozancón se vuelve visible (664 m s.n.m.) y da lugar a *TP* Pozancón.

LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO					
Término municipal	**Denominación**	**Referencia**	**Coordenadas UTM**		**Cota**
			X	**Y**	**(m s.n.m.)**
RONDA	Arroyo La Sijuela	M-01	304530	4064636	650
	TP Molinillo	M-02	303444	4065654	690
	Surgencia Coto Alto	M-03	304791	4063930	710
	Cortijo Los Llanos	M-04	305523	4064210	796
	Cortijo del Coto	M-05	303915	4063098	811
	Rezumes de Coto Alto	M-06	303867	4062693	873
	Fte. Coto Alto	M-07	303753	4062484	900
	Cortijo de Ayala	M-08	302656	4064661	912
	Higuerón del Coto	M-09	303965	4062373	985
BENAOJÁN	**Arroyo del Agua**	**M-10**	298913	4064039	427
	Fuente Enrique	M-11	298893	4063253	504
	El Juncal	M-12	300174	4065592	505
	Huerta de la Policía	M-13	300709	4065789	530
JIMERA DE LÍBAR	**Fuente Grande**	**M-14**	296340	4059828	410
	Fuente Cecilio	M-15	295660	4058097	428
	Fte. Jimera de Líbar	M-16	296697	4058350	530
	Fuente Santa	M-17	296699	4057411	530
	El Chorro	M-18	296845	4058580	540
	TP El Almendral de Mariana	M-19	297903	4061812	573
	Minas de Fte. Perniles	M-20	296708	4058190	574
	Las Morillas	M-21	297068	4057333	580
	El Almendral de Mariana	M-22	298520	4061907	592
	La Loma	M-23	296923	4058199	640
	El Horcajo	M-24	297518	4059807	662
ATAJATE	Fuente del Olivar	M-25	297515	4057122	608
	Cortijo Romero	M-26	300218	4057422	654
	Benajarra	M-27	298036	4057267	691
	El Pilar	M-28	299362	4057341	732
	Mesón de los Pilarejos	M-29	298931	4057195	742
	Barrio Alto	M-30	299302	4057234	747
	Fte. de Atajate	M-31	299344	4057453	747
	TP Alfaguara de la Sierra II	M-32	299266	4057598	783
	TP Alfaguara de la Sierra	M-33	299419	4057967	861
ALPANDEIRE	La Seda	M-34	300839	4057370	515
	Caserío de las Rosas	M-35	301463	4058556	685
	Chorrillo Barrera	M-36	301850	4058932	690
	Nac. Cañón Audalaz	M-37	301921	4059243	715
	La Mimbre	M-38	301797	4059890	770
	Vegueta de las Colmenas	M-39	302042	4060211	787
	El Espino	M-40	301277	4060247	873
	La Piedra	M-41	301870	4060795	897
	Cortijo Montero	M-42	302156	4061058	900

Tabla 4.1. Manantiales inventariados en Las Viñas-Alto del Unicornio. En negrita los manantiales seleccionados para la red de control hidrogeológico

Los manantiales denominados Algoma [M-86] y *TP* Minilla [M-87] (Tab. 4.2), situados al SE de la sierra de Jarastepar (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria) y pertenecientes al sistema Yunquera-Nieves (Liñán, 2003) se controlaron con periodicidad mensual con el fin de comprobar si existe conexión hidrogeológica con los acuíferos de la presente investigación.

SIERRA DE JARASTEPAR					
Término municipal	**Denominación**	**Referencia**	**Coordenadas UTM**		**Cota**
			X	**Y**	**(m s.n.m.)**
RONDA	*TP* La Puentezuela II	M-43	305203	4063087	841
	TP La Puentezuela I	M-44	305218	4062510	861
	Cortijo el Canalizo	M-45	307596	4063711	865
	Cortijo Roldán II	M-46	308230	4063471	870
	Cortijo Roldán I	M-47	308161	4063418	872
	La Puentezuela	M-48	305666	4062602	881
	Linarejos	M-49	310996	4062425	894
	(*TP*) La Arena	M-50	304738	4062235	(*911*) 910
	Venta Los Linarejos II	M-51	310675	4062586	919
	Los Chopillos	M-52	304384	4061967	950
	Los Candanguillos	M-53	309217	4062632	985
	Arroyo las Culebras	M-54	303874	4061592	985
	Venta Los Linarejos I	M-55	310326	4062462	990
	La Fuentezuela	M-56	309149	4062512	991
	La Rayuela	M-57	308298	4062890	995
	Siete Fuentes	M-58	305386	4061514	1158
ALPANDEIRE	**Huertos**	**M-59**	302252	4056263	560
	Mermejar	M-60	301646	4057703	651
	***TP* Alfaguara**	**M-61**	302840	4056432	658
	(*TP*) Pozancón	**M-62**	302910	4056481	(*664*) 643
	Hedionda	M-63	302922	4056480	655
	Frasquito María	M-64	302526	4056599	675
	Fray Leopoldo	M-65	303068	4056384	682
	La Pililla	M-66	303122	4056756	685
	Lavadero Alpandeire	M-67	302895	4056568	688
	La Cruz Chiquita	M-68	302200	4057110	708
	Fte. de las Vasijas	M-69	301872	4058139	737
	Manantial de las Vasijas	M-70	302033	4057796	742
	Mina de las Vasijas	M-71	302190	4057796	775
	El Pozuelo	M-72	303269	4058840	1123
FARAJÁN	**Charco**	**M-73**	304197	4055024	589
	Los Bullones	M-74	303994	4056094	745
JÚZCAR	**La Zúa**	**M-75**	305619	4055713	603
	Fuente Castilla	M-76	305674	4056889	833
	TP Cañada del Agua	M-77	304945	4057251	841
	Cortijo Arenga	M-78	305309	4057272	871
	El Almendro	M-79	305373	4058175	1007
CARTAJIMA	Pilar de la Higuera	M-80	307252	4058641	870
	Los Pocillos	M-81	307684	4060066	1003
	La Nazana	M-82	307307	4060184	1041
	Cortijo el Cura	M-83	307090	4060149	1069
	TP El Toril	M-84	307255	4060641	1120
	Fuente Almola	M-85	307767	4061356	1270
PARAUTA	Algoma*	M-86	309011	4057895	642
	TP Minilla*	M-87	309054	4058283	680
	Abenafre	M-88	309170	4059559	913
	El Majuelo	M-89	310263	4059676	920
	Fuente de D. Pedro	M-90	310612	4059850	948
	Fuente de Marcelina	M-91	309866	4062013	1044

Tabla 4.2. Manantiales inventariados en la sierra de Jarastepar. En negrita los manantiales seleccionados para la red de control hidrogeológico. *Surgencias pertenecientes al sistema hidrogeológico de la Sierra de Las Nieves (Liñán, 2003)

4.3.2. Sondeos

En la zona de estudio hay un total de 18 perforaciones inventariadas (Tab. 4.3 y mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). De ellas, las que tienen más interés para esta investigación son las ubicadas en materiales acuíferos (14 en total). Sin embargo, la mayoría de estos sondeos están sellados o instalados con equipos de bombeo, tanto para abastecimiento urbano como para riego de fincas particulares, de manera que no ha sido posible un registro de la evolución del nivel piezométrico durante la presente investigación. Tan sólo se ha podido llevar a cabo medidas del nivel piezométrico en el sondeo denominado en esta memoria como Alpandeire 1994 [S-06], localizado a 740 m s.n.m., al NE del manantial de Pozancón [M-62] (véase mapa hidrogeológico adjunto).

Término municipal	**Denominación**	**Ref.**	**Coordenadas UTM**		**Cota**	**Profundidad del sondeo**	**Nivel piezométrico**
			X	**Y**	**(m s.n.m.)**	**(m)**	**(m s.n.m.)**
LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO							
Jimera de Líbar	Huerta Fuente Grande	S-01	296340	4059804	411	-	-
Atajate	Los Cerrillos	S-02	299150	4057468	778	-	-
SIERRA DE JARASTEPAR							
RONDA	Casa Rosalejo	S-03	305739	4063222	814	-	-
	Arroyo las Culebras	S-04	305405	4063135	819	-	-
ALPANDEIRE	Abast. Alpandeire	S-05	303414	4056977	719	180	-
	Alpandeire 1994	**S-06***	303484	4056987	740	155	644
CARTAJIMA	Abast. Cartajima I	S-07*	308080	4057813	689	210	-
	Abast. Cartajima II	S-08*	308068	4057818	690	210	-
	Cartajima 1984	S-09	307594	4058153	752	58	712
PARAUTA	Cortijo El Manchón	S-10	308289	4057780	689	-	-
	Iscalia	S-11	309273	4058876	765	-	685
	Francisco Domínguez	S-12	309620	4059009	782	200	-
	Diputación 2016	S-13*	310271	4058982	866	308	731
	La Curva	S-14	310042	4059937	939	-	808
	Calvario 24	S-15	310059	4060104	959	-	736
	Fábrica de piel	S-16	310655	4060546	1001	-	-
	Cantera II	S-17	310363	4061244	1014	-	-
	Cantera I	S-18	309692	4060666	1019	-	-

Tabla 4.3. Sondeos inventariados en el área de estudio. En negrita el sondeo donde se hicieron medidas mensuales del nivel piezométrico. *Se dispone de información de la columna litológica

Se dispone de información de 4 columnas litológicas de sondeos (Fig. 4.3) construidos, en un primer momento, para el abastecimiento a Alpandeire (S-06), Cartajima (S-07 y S-08) y Parauta (S-13). El grado de detalle de estas columnas es limitado y sólo en algún caso se hace referencia al grado de karstificación o fracturación observado durante la perforación.

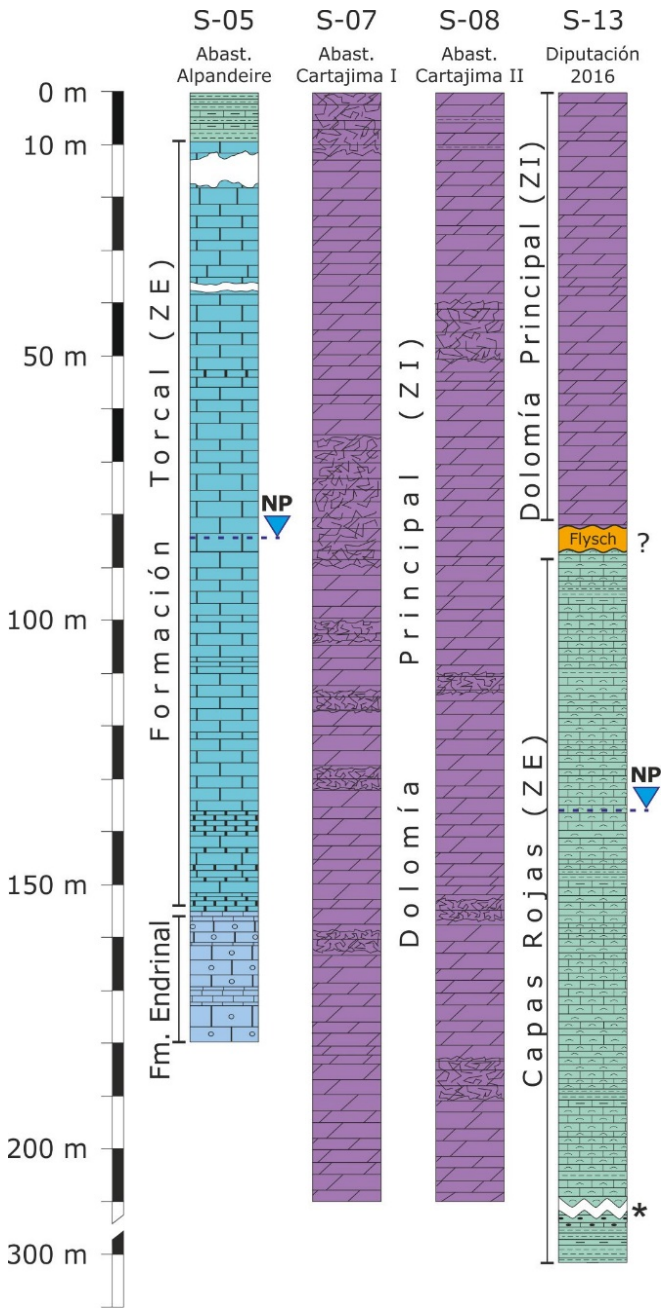


Figura 4.3. Columnas litológicas de sondeos del área de estudio. *Artefacto gráfico que representa aproximadamente 90 m en los que los materiales (margas y margocalizas cretácicas del dominio Penibético) no varían. NP, nivel piezométrico

Los sondeos atraviesan principalmente materiales carbonáticos con comportamiento acuífero (Fig. 4.3), tanto calizas jurásicas (sondeo S-05) como dolomías triásicas (S-07, S-08). En el caso del sondeo S-13, concretamente en los primeros 82 m, se atravesó la Dolomía Principal de la Unidad de Nieves. Sin embargo, la mayor parte de la columna litológica (226 m) muestra la existencia de margas y margocalizas con intercalaciones de arcillas (material cretácico del

dominio Penibético). El rendimiento hidrogeológico de este sondeo es nulo, debido a la baja permeabilidad de los materiales margosos perforados.

La columna litológica del sondeo S-05 (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria), realizado para abastecimiento urbano de Alpandeire, está constituida en su mayor parte por calizas jurásicas y refleja la existencia de dos cavidades principales (Fig. 4.3). La primera se localizó entre 11 y 18 m (708 y 701 m s.n.m.), y la segunda entre 36 y 37 m (683 y 682 m s.n.m.) de profundidad.

En los dos sondeos que se llevaron a cabo para el abastecimiento urbano de Cartajima (S-07 y S-08) se cortaron más de 200 m de Dolomía Principal (Fig. 4.3). En ningún caso se llegó a detectar arcillas (Flysch) o materiales margosos (margas y margocalizas del Cretácico). El nivel piezométrico medido durante la perforación del sondeo S-08 (diciembre de 1993) se localizó a 37 m de profundidad (653 m s.n.m.) y a 46 m (643 m s.n.m.) en el caso del sondeo S-07.

4.4. Hidrodinámica

La descarga hídrica de los macizos estudiados puede considerarse que tiene lugar en régimen natural. Para la caracterización de la respuesta hidrodinámica se ha controlado el caudal de las principales surgencias que los drenan. El periodo de registro de datos puntuales de caudal de los principales manantiales comprende desde enero de 2014 hasta septiembre de 2017, excepto en *TP* Pozancón y Arroyo del Agua, que tuvo lugar de mayo de 2014 y agosto de 2015 a septiembre de 2017, respectivamente.

Se han realizado medidas directas de caudal (semanal-quincenal) en los manantiales de Arroyo del Agua, Fuente Grande, Huertos, Charco y La Zúa, mientras que en las surgencias de tipo *trop-plein*, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón se aforó siempre que tuvieron drenaje visible y de manera conjunta, ya que la proximidad (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria) y magnitud de la descarga de dichas surgencias en el arroyo de Las Alfaguaras impiden el aforo de manera individual. En los manantiales de Arroyo del Agua, Huertos y Charco solo se dispone de datos procedentes de aforos puntuales, mientras que, en Fuente Grande, La Zúa, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón existen registros continuos de la

descarga. En la tabla 4.4 se sintetiza la información hidrodinámica recogida durante el periodo de investigación (2014-2017).

Punto	Ref.	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medida	$Q_{máx}$	$Q_{mín}$	Q_{med}	Rango	cv	Fuente
					(l/s)				(%)	
				LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO						
Arroyo del Agua	M-10	puntual	ago-15 a sep-17	82	274	5,0	**37**	269	111	Tesis
		puntual	feb-75 a may-01	44	64	0,0	**7**	64	-	IGME
Fuente Grande	M-14	puntual	ene-14 a sep-17	116	243	1,0	**32**	242	145	Tesis
		continuo	ene-14 a sep-17	32459	301	0,4	**25**	301	157	Tesis
La Loma	M-23	puntual	mar-18	1	0,3	0,3	-	-	-	IGME
La Mimbre	M-38	puntual	mar-18	1	1,0	1,0	-	-	-	IGME
Cortijo Romero	M-26	puntual	mar-18	1	0,3	0,3	-	-	-	IGME
El Espino	M-40	puntual	mar-18	1	2,0	2,0	-	-	-	IGME
				SIERRA DE JARASTEPAR						
***TP* Pozancón y**	M-62 y	puntual	ene-14 a mar-18	28	8880	0	**1961**	8880	102	Tesis
***TP* Alfaguara**	M-61	continuo	may-14 a sep-17	29976	21433	0	**2241**	21433	909	Tesis
Huertos	M-59	puntual	feb-75 a may-01	42	35	5	**20**	30	32	IGME
		puntual	ene-14 a sep-17	144	33	17	**25**	16	16	Tesis
Charco	M-73	puntual	feb-75 a may-01	45	28	3	**16**	25	35	IGME
		puntual	ene-14 a sep-17	155	30	17	**23**	13	16	Tesis
La Zúa	M-75	puntual	feb-75 a may-01	68	371	30	**180**	341	33	IGME
		puntual	ene-14 a sep-17	148	324	131	**215**	193	17	Tesis
		continuo	oct-14 a sep-17	26304	298	139	**204**	159	17	Tesis
Linarejos	M-49	puntual	mar-18	1	15	15	-	-	-	IGME
La Puentezuela	M-48	puntual	mar-18	1	6	6	-	-	-	IGME
Algoma	M-86	puntual	mar-96 a oct-98	30	589	21	115	568	-	Liñán (2003)
		puntual	ago-14 a sep-17	63	442	22	87	420	80	Tesis
TP Minilla	M-87	puntual	feb-15 a sep-17	10	2135	0	540	2135	90	Tesis

Tabla 4.4. Caudales drenados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias y sus valores medios de caudal

En el sector occidental, la surgencia de Arroyo del Agua se localiza en un barranco (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria) en el que se produce escorrentía tras los eventos de lluvias abundantes. Por esto, en ocasiones fue necesario la realización de aforos diferenciales, mediante salinómetro (método de dilución con sal), aguas arriba y aguas abajo del punto de descarga. Durante el periodo de investigación se efectuaron 82 medidas directas de caudal en el manantial de Arroyo del Agua y 116 surgencia de Fuente Grande (Tab. 4.4). Además, en este último se contó con un registro horario continuo con 32459 lecturas de altura de lámina de agua. La transformación de este registro en valores de caudal en el manantial de Fuente Grande ha sido posible mediante el cálculo de tres ecuaciones diferentes (Fig. 4.4), que representan las distintas secciones verticales dentro de la antigua caseta de abastecimiento, donde se instaló el sensor capacitivo.

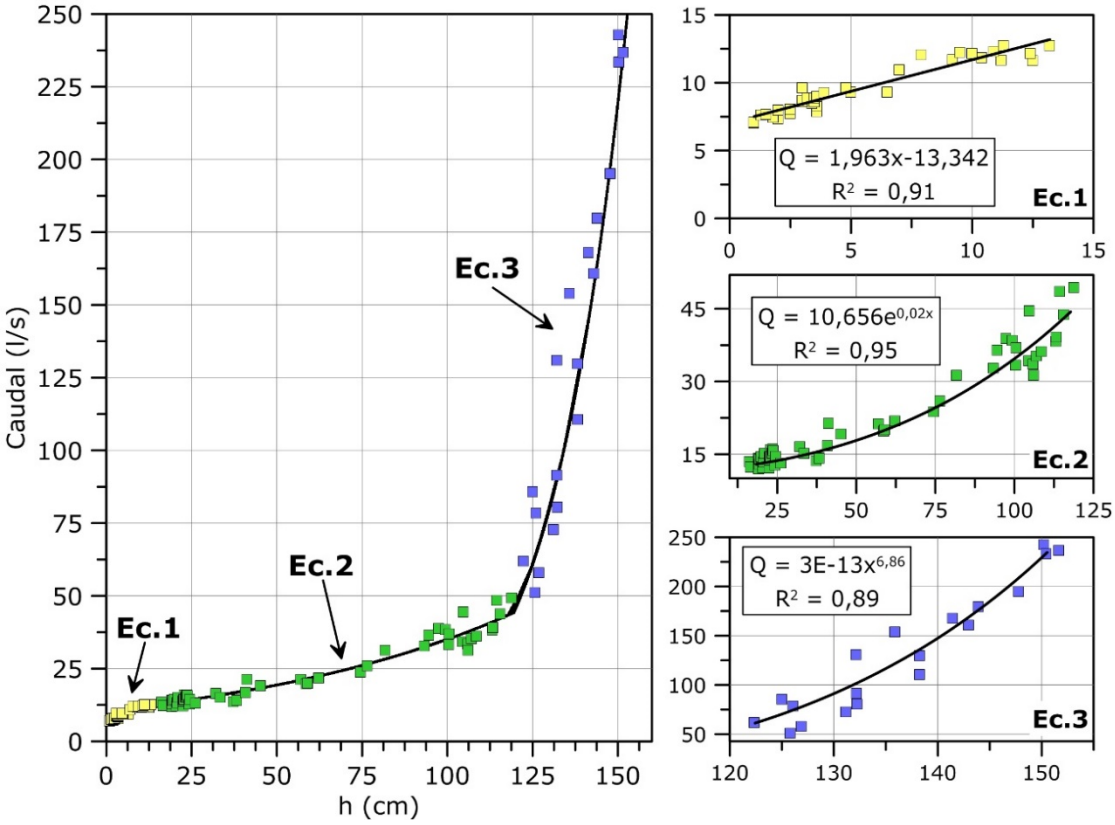


Figura 4.4. Curva de gastos para los diferentes tramos de altitud de la lámina de agua en el manantial de Fuente Grande

En el sector oriental, las surgencias de La Zúa y *TP* Pozancón+*TP* Alfaguara son las que han contado con *logger* (Fig. 4.5.A y C) de registro continuo de lámina de agua. Para el control preciso del caudal del manantial de La Zúa fue necesario la instalación de otro dispositivo de registro continuo de la escorrentía que tiene lugar en el arroyo Majales (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). De esta manera, a partir de aforos diferenciales del caudal del arroyo (aguas arriba y aguas abajo del manantial), ha sido posible la realización de la curva de gastos (Fig. 4.5.B) para la caracterización hidrodinámica de dicha surgencia.

Para el cálculo de la curva de gastos de los manantiales de *TP* Alfaguara+*TP* Pozancón (Fig. 4.5.D), además de las medidas de caudal realizadas durante el periodo de estudio, se utilizaron algunos datos de aforos puntuales efectuados fuera de dicho periodo, durante eventos de recarga extraordinaria que tuvieron lugar en marzo y octubre de 2018.

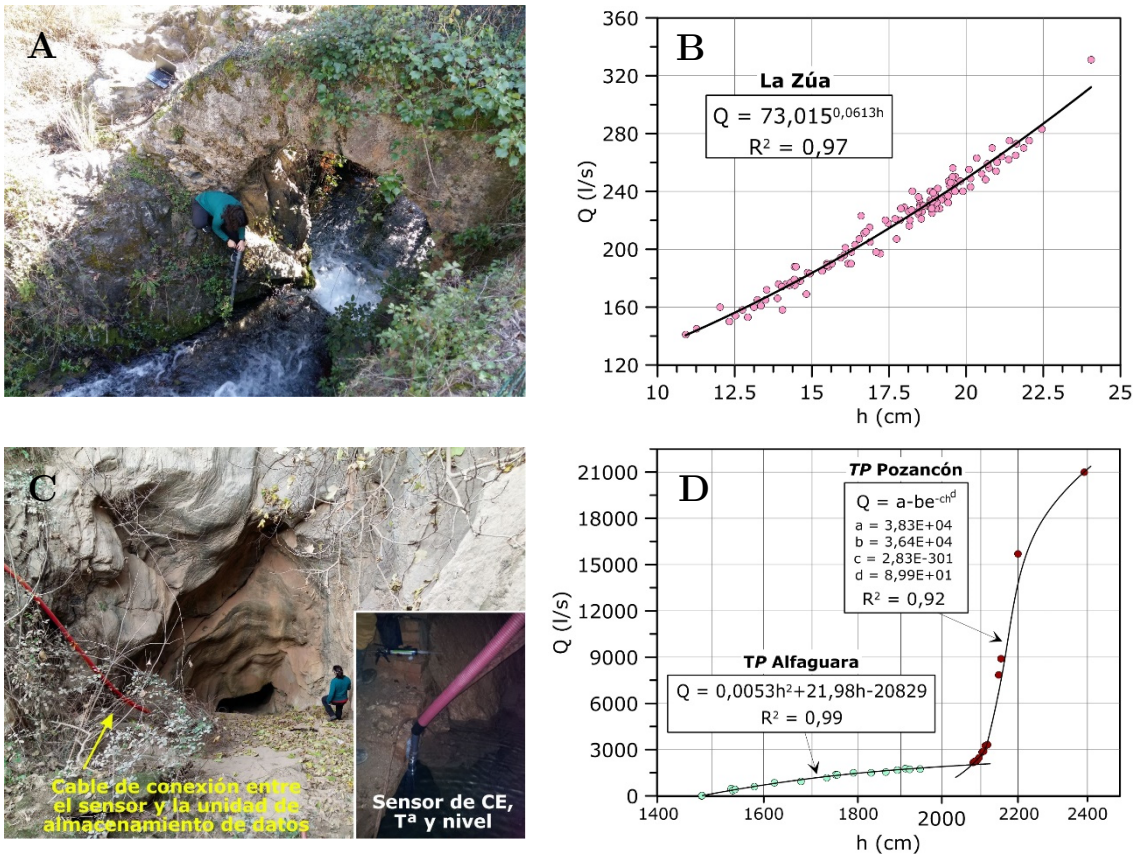


Figura 4.5. (A) Estación de aforos del manantial de La Zúa equipada con *data logger* (Odyssey®) de registro de altura de lámina de agua situado en el arroyo Majales, aguas abajo de dicha surgencia. (B) Curva de gastos para el manantial de La Zúa, elaborada a partir de aforos puntuales realizados durante el periodo de estudio. (C) Cavidad vertical en la que surge el manantial de Pozancón, en cuya parte baja se instaló el sensor de conductividad eléctrica, temperatura y nivel de agua (OTT, ecoLog 800®). Detalle del sensor en el interior de la cavidad. (D) Curva de gastos conjunta para *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón. Q, caudal; h, altura de lámina de agua registrada

Los manantiales controlados responden a los eventos de precipitación con variaciones de caudal de distinta magnitud, como puede verse en la figura 4.6. Así, los ubicados en la Zona Externa (Arroyo del Agua, Fuente Grande, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón) registran rápidos aumentos de caudal durante los principales periodos lluviosos, seguidos de decrecidas de igual magnitud tras el cese de las precipitaciones. Los hidrogramas muestran crecidas muy puntiagudas y decrecidas rápidas, con grandes diferencias entre los caudales máximos y mínimos (Tab. 4.4). En los casos de Arroyo del Agua y Fuente Grande llegan a tener caudales máximos de centenares de l/s en situaciones de aguas altas, mientras que *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón alcanzan, de manera conjunta, del orden de 20000 l/s (Tab. 4.4) en situaciones de recarga excepcional.

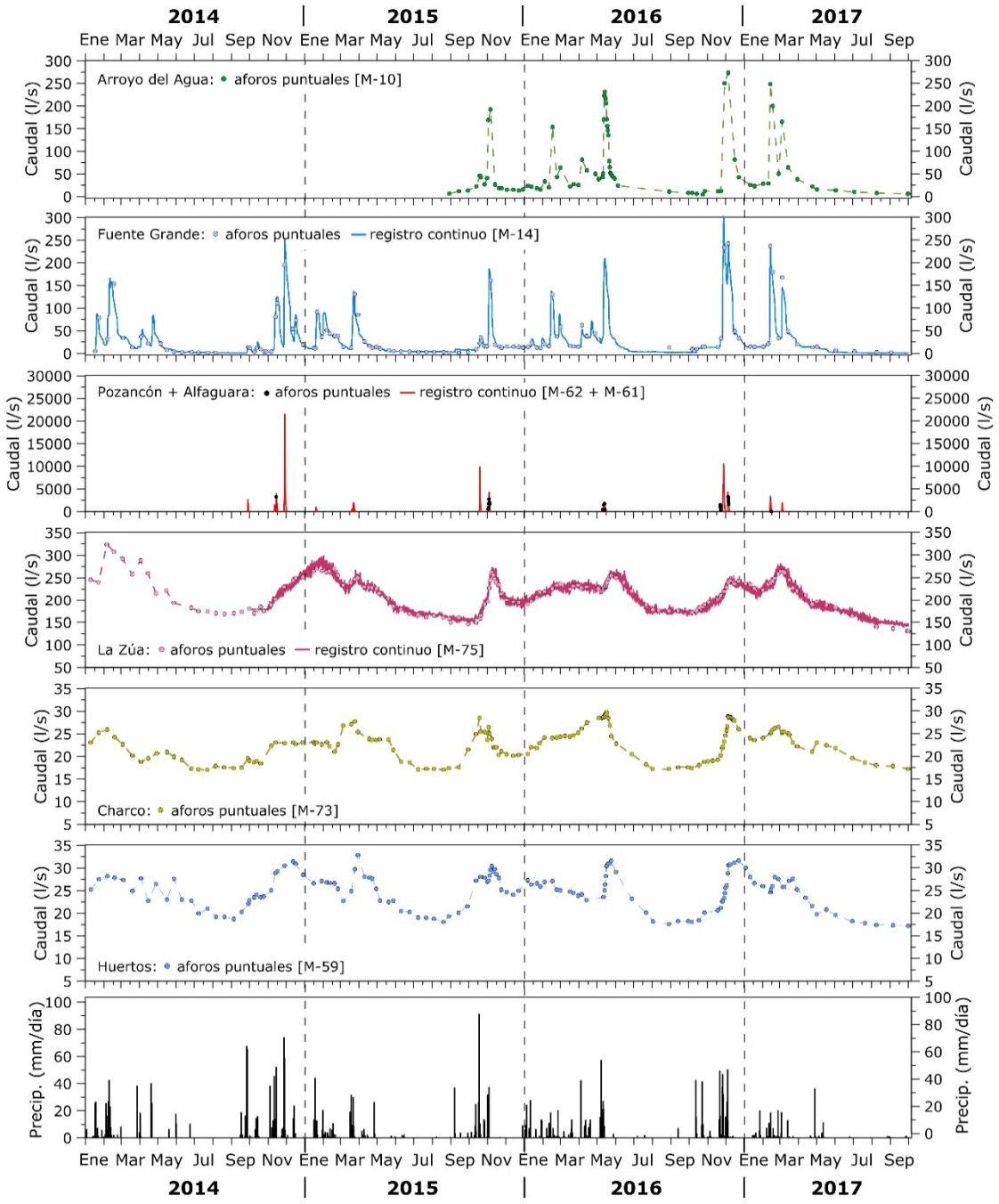


Figura 4.6. Hidrogramas de los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de control. Las precipitaciones diarias corresponden a las registradas en la estación Jarastepar (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria)

En el caso de los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa), las variaciones hidrodinámicas a consecuencia de las precipitaciones son más amortiguadas. Los hidrogramas muestran una crecida principal por año hidrológico que, generalmente, integra dos picos de caudal relacionados con las lluvias de otoño y primavera (2015/16) o invierno y primavera (2014/15 y 2016/17) (Fig. 4.6). Estas crecidas pueden ser de diferente magnitud y con morfologías

variadas en función de la cantidad y de la intensidad de la precipitación que las genere. Los caudales medios de estas surgencias, desde enero de 2014 hasta septiembre de 2017, se muestran en la (Tab. 4.4).

A partir del análisis de la morfología de los hidrogramas de los principales manantiales se puede apuntar, como primera observación, que las surgencias localizadas en la Zona Externa tienen un comportamiento hidrodinámico que evidencia un mayor grado de desarrollo de la karstificación en los materiales carbonáticos del dominio Penibético. Así, el volumen de agua infiltrada se transfiere rápidamente hacia los puntos de descarga a través de un sistema de conductos bien desarrollado. Por el contrario, los puntos de drenaje situados en la Zona Interna presentan respuestas más atenuadas, posiblemente como consecuencia de un flujo de agua por medios de menor permeabilidad.

4.5. Hidrotermia

Las variaciones en la temperatura del agua drenada por los manantiales es un tipo de respuesta natural cuyo análisis proporciona información valiosa acerca del funcionamiento y las características hidrogeológicas de los acuíferos (Martin y Dean, 1999; Birk *et al.*, 2004; Genthon *et al.*, 2005; Liñán *et al.*, 2009; Covington *et al.*, 2011). La temperatura de las aguas subterráneas (Tab. 4.5) de los principales manantiales del área de estudio presenta valores medios comprendidos entre 13,8 °C (*TP* Alfaguara, M-61) y 16,6 °C (Huertos, M-59). Los coeficientes de variación de este parámetro varían entre 0,4 % (medidas puntuales en Charco, M-73) y 5,4 % (registro continuo en *TP* Pozancón, M-62). Los valores más elevados de temperatura del agua se registran, por lo general, en las surgencias situadas a menor cota. De este modo, se observa una correlación lineal negativa entre la altitud de los manantiales y la temperatura media de las aguas subterráneas drenadas por estos (Fig. 4.7.A y B).

Cabe destacar que durante los periodos en los que el manantial *TP* Pozancón es surgente las medidas puntuales de temperatura tomadas suelen ser algo menores que las registradas de manera continua por el sensor + *datalogger*. Esto puede deberse a la diferente ubicación de los puntos donde se realizan las mediciones, ya que, en el primer caso es en la superficie, mientras que el sensor de registro continuo está fijado en el fondo de la cavidad vertical en la que surge el agua.

Punto	Ref.	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	$T^a_{máx}$ (ºC)	$T^a_{mín}$ (ºC)	T^a_{med} (ºC)	Amplitud (ºC)	cv (%)	Fuente
				LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO						
Arroyo del Agua	M-10	puntual	ago-15 a sep-17	75	15,6	15,1	**15,3**	0,5	0,8	Tesis
Fuente Grande	M-14	puntual	ene-14 a sep-17	131	16,7	16,0	**16,4**	0,7	0,9	Tesis
		continuo	ene-14 a ago-16	21482	16,7	15,8	**16,3**	0,9	1,1	Tesis
TP Molinillo	M-02	puntual	feb-17 a mar-17	4	14,5	14,2	14,3	0,3	3,0	Tesis
Fte. Coto Alto	M-07	puntual	mar-18	1	-	-	14,2	-	-	Tesis
Higuerón del Coto	M-09	puntual	mar-18	1	-	-	12,8	-	-	Tesis
Fte. Jimera de Líbar	M-16	puntual	mar-18	1	-	-	14,8	-	-	Tesis
Fuente Santa	M-17	puntual	mar-18	1	-	-	14,6	-	-	Tesis
Las Morillas	M-21	puntual	mar-18	1	-	-	15,9	-	-	Tesis
El Almendral de Mariana	M-22	puntual	abr-16	1	-	-	15,5	-	-	Tesis
La Loma	M-23	puntual	mar-18	1	-	-	14,3	-	-	Tesis
TP Alfaguara de la Sierra II	M-32	puntual	mar-18	1	-	-	13,8	-	-	Tesis
TP Alfaguara de la Sierra	M-33	puntual	mar-18	1	-	-	14,5	-	-	Tesis
La Seda	M-34	puntual	ene-16 a feb-16	2	17,6	17,5	17,6	0,1	-	Tesis
La Mimbre	M-38	puntual	abr-16	1	-	-	14,8	-	-	Tesis
El Espino	M-40	puntual	mar-18	1	-	-	16,2	-	-	Tesis
				SIERRA DE JARASTEPAR						
***TP* Pozancón**	M-62	puntual	nov-14 a mar-17	62	15,5	13,7	**14,1**	1,8	3,0	Tesis
		continuo	sep-14 a feb-17	226	16,3	13,6	**14,1**	2,7	5,4	Tesis
Pozancón	M-62	puntual	may-14 a sep-17	125	16,9	14,0	**14,9**	2,9	4,1	Tesis
		continuo	may-14 a sep-17	29750	16,8	13,7	**14,8**	3,1	3,6	Tesis
***TP* Alfaguara**	M-61	puntual	feb-14 a feb-17	72	14,1	13,6	**13,8**	0,5	0,8	Tesis
Huertos	M-59	puntual	ene-14 a sep-17	154	16,9	16,4	**16,6**	0,5	0,7	Tesis
		continuo	nov-14 a mar-17	18700	16,9	16,3	**16,6**	0,6	0,8	Tesis
Charco	M-73	puntual	ene-14 a sep-17	172	15,9	15,6	**15,8**	0,3	0,4	Tesis
		continuo	ene-14 a sep-17	26768	16,2	15,5	**15,8**	0,7	0,8	Tesis
La Zúa	M-75	puntual	ene-14 a sep-17	179	16,0	15,4	**15,7**	0,6	0,5	Tesis
		continuo	ene-14 a sep-17	23042	16,0	15,3	**15,7**	0,7	0,6	Tesis
TP La Puentezuela I	M-44	puntual	mar-18	1	-	-	14,5	-	-	Tesis
Cortijo Roldán I	M-47	puntual	abr-16	1	-	-	14,2	-	-	Tesis
Linarejos	M-49	puntual	oct-17 a abr-18	4	14,4	13,3	14,2	1,1	3,0	Tesis
La Arena	M-50	puntual	mar-18	1	-	-	15,0	-	-	Tesis
Los Chopillos	M-52	puntual	nov-16 a abr-18	2	14,4	14,2	14,3	0,2	-	Tesis
Los Candanguillos	M-53	puntual	nov-15	1	-	-	11,7	-	-	Tesis
El Pozuelo	M-72	puntual	nov-16	1	-	-	12,0	-	-	Tesis
TP Cañada del Agua	M-77	puntual	mar-16	1	-	-	15,9	-	-	Tesis
Pilar de la Higuera	M-80	puntual	mar-18	1	-	-	16,6	-	-	Tesis
La Nazana	M-82	puntual	may-18	1	-	-	14,0	-	-	Tesis
Cortijo el Cura	M-83	puntual	oct-15 a mar-18	5	14,2	13,2	13,8	1,0	0,3	Tesis
TP El Toril	M-84	puntual	abr-16	1	-	-	13,4	-	-	Tesis
Fuente Almola	M-85	puntual	oct-15 a mar-16	5	10,2	9,3	9,6	0,9	3,4	Tesis
Algoma	M-86	puntual	mar-96 a oct-98	32	15,7	15,2	15,5	0,5	0,7	Liñán (2003)
		puntual	ago-14 a sep-17	63	15,8	15,4	15,6	0,4	0,5	Tesis
TP Minilla	M-87	puntual	feb-15 a sep-17	18	15,5	15,2	15,4	0,3	0,6	Tesis

Tabla 4.5. Valores de temperatura del agua subterránea y parámetros estadísticos de las series de datos registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias

Si se consideran todos los manantiales del área de investigación (principales + secundarios) en los que se han medido parámetros físico-químicos la correlación obtenida es relativamente baja ($R^2 = 0{,}5$) (Fig. 4.7.A). Igual o peor ocurre si se

tienen en cuenta, de manera individual, el conjunto de las surgencias identificadas en el macizo de Las Viñas-Alto del Unicornio ($R^2 = 0,3$), o las pertenecientes a la sierra de Jarastepar ($R^2 = 0,5$). Sin embargo, la correlación lineal negativa es notablemente mayor si se consideran por separado los manantiales localizados en la Zona Externa ($R^2 = 0,80$) y en la Zona Interna ($R^2 = 0,95$) (Fig. 4.7.B).

El gradiente de temperatura de las aguas subterráneas en función de la altitud es -0,7 ºC/100 m, si se consideran los principales manantiales localizados en la Zona Externa, y -2,9 ºC/100 m teniendo en cuenta las surgencias que se encuentran en la Zona Interna (Fig. 4.7.B). En el primer caso, es similar al gradiente de la temperatura ambiente calculado en el área de estudio durante el periodo de investigación (véase apartado 3.3.3) y representa aproximadamente la mitad del valor de los gradientes de temperatura de agua subterránea calculados en otros acuíferos carbonáticos cercanos: -1,5 ºC/100 m en la parte occidental de la Sierra de las Nieves (Liñán, 2003) o -1,2 ºC/100 m en la Serranía oriental de Ronda (Barberá, 2014). En el caso de las surgencias ubicadas en la Zona Interna, el gradiente de temperatura calculado es considerablemente superior; del orden del doble de los calculados por los autores citados. La zona de contacto mayor que existe entre la Zona Externa y la Zona Interna puede conllevar anomalías térmicas que afectan a las aguas subterráneas, como parece ocurrir principalmente en las aguas drenadas por la surgencia de Huertos. Sin embargo, no sería correcto apuntar que existen indicios de termalismo, porque la temperatura ambiental media calculada es de 15,8 ºC (Tab. 3.14; Fig. 4.7).

Las aguas de los manantiales de Huertos [M-59], Charco [M-73], La Zúa [M-75], Fuente Grande [M-14] y Arroyo del Agua [M-10] muestran unos valores de amplitud térmica comprendidos entre 0,3 y 0,7 ºC, para los tres primeros, y entre 0,5 a 0,9 ºC, para los dos últimos (Tab. 4.5). Todos ellos presentan una evolución sinusoidal anual. Las aguas de Fuente Grande muestran ligeras interferencias con la recarga (Fig. 4.8). La surgencia de Pozancón [M-62], localizada en la Zona Externa, presenta la mayor variabilidad hidrotérmica durante el periodo de estudio, según se desprende de las evoluciones temporales de este parámetro. Su registro continuo permite obtener valores de amplitud térmica de 3,1 a 2,7 ºC, entre situaciones hidrodinámicas de aguas bajas y altas.

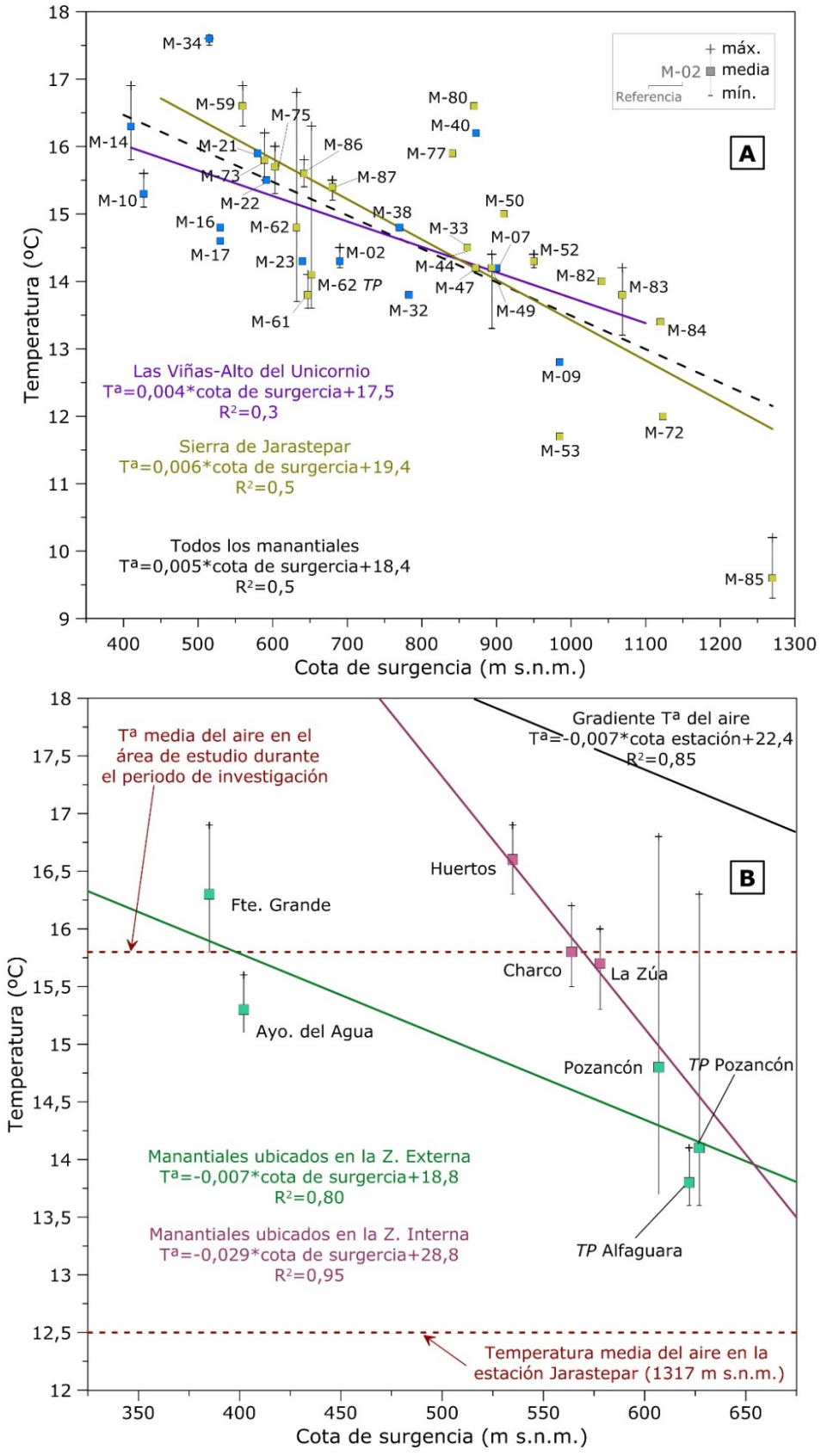


Figura 4.7. Relación entre la temperatura media del agua y la cota de surgencia de los manantiales del área de estudio. (A) Considerando todos los manantiales. (B) Teniendo en cuenta solo los manantiales principales

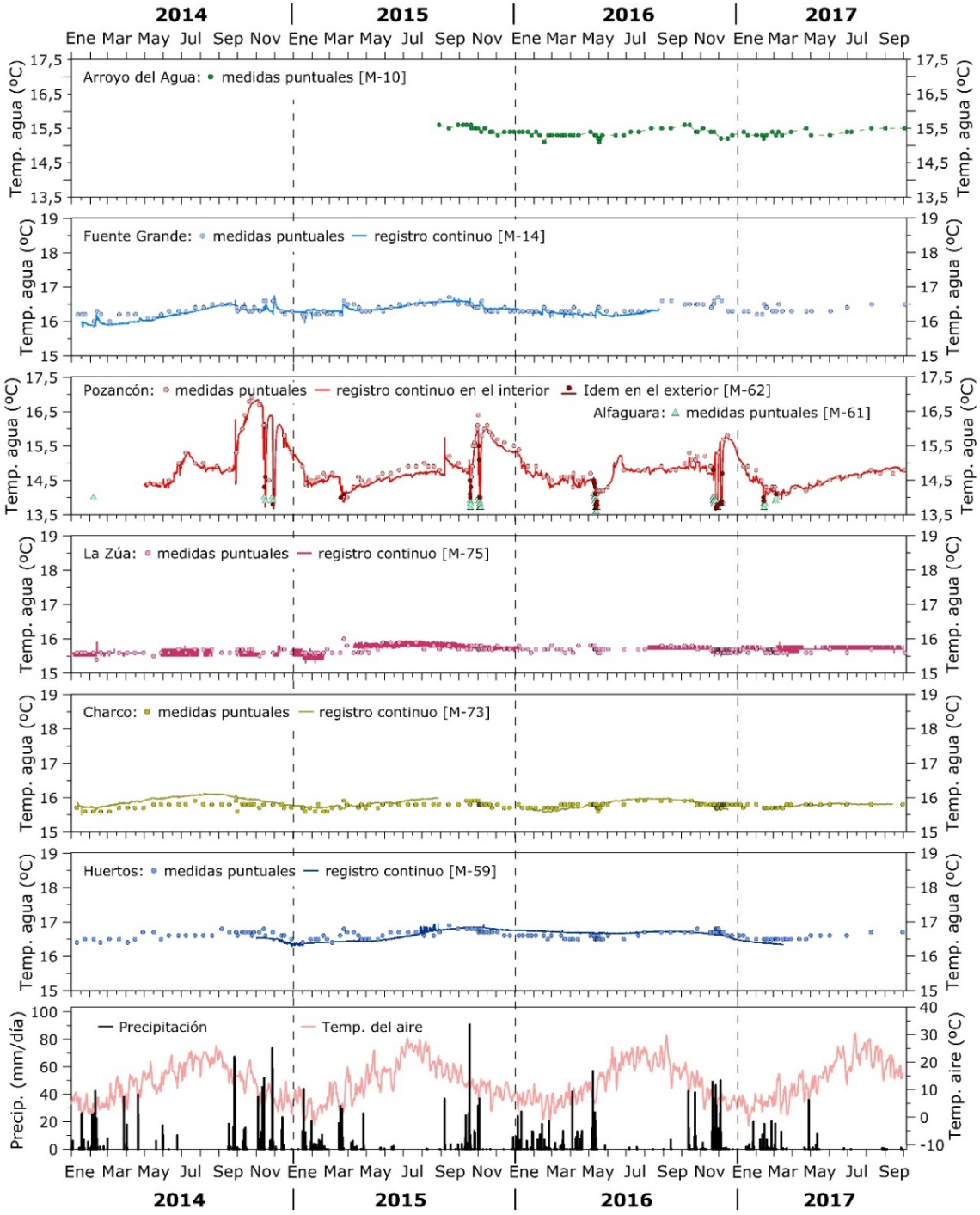


Figura 4.8. Evolución temporal de la temperatura (°C) de las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio. También se representan las series de datos de precipitación diaria y temperatura del aire registradas en la estación meteorológica Jarastepar

Por otro lado, la temperatura del agua de los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa presenta respuestas atenuadas y homogéneas frente a las precipitaciones (Fig. 4.8). Las diferencias de permeabilidades que existen en el área de contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna, junto con la potente zona saturada deducida de los cortes hidrogeológicos, con cierta capacidad de almacenamiento,

ralentizan las velocidades de flujo y homogeneizan la marca de infiltración. Las respuestas hidrotérmicas moderadas en los manantiales de Fuente Grande y Arroyo del Agua deben ser consecuencia de la homogeneización que sufren las aguas de infiltración dentro del acuífero, puesto que las variaciones se producen con un desfase de 2 a 4 días respecto a las precipitaciones.

Las variaciones de la temperatura del agua como respuesta a las lluvias en el manantial de Pozancón son diferentes según la intensidad de las precipitaciones (Fig. 4.8). La evolución general presenta un patrón estacional con valores más elevados durante el periodo de aguas altas y menores en aguas bajas. Este patrón se interrumpe durante los eventos de recarga de mayor cuantía. Cuando se activan los manantiales *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón los descensos de la temperatura de las aguas son rápidos y significativos, seguidos de ascensos de similar magnitud cuando cesa el drenaje visible. Se deduce que el sector acuífero drenado por ambas surgencias de tipo *trop-plein* presentaría mayor desarrollo de los conductos kársticos, lo que permitiría la existencia de flujos rápidos desde las áreas de recarga hacía los puntos de descarga.

4.6. Hidroquímica

El conocimiento de las características físico-químicas del agua subterránea tiene como finalidad fundamental establecer relaciones de la composición, distribución, condiciones de circulación del agua en los acuíferos con la geología y mineralogía de éstos y los tiempos de tránsito y residencia (Bakalowicz, 1977, 1995; Mudry, 1987; Hunkeler y Mudry, 2007). En las investigaciones hidrogeológicas efectuadas en medios kársticos se debe de tener en cuenta también las características particulares que presentan este tipo de ambientes (White, 1988; Ford y Williams, 2007), descritas en el apartado 1.1 de la presente memoria.

El estudio de la composición química del agua drenada por los manantiales de un acuífero carbonático es una herramienta fundamental para obtener información acerca de su funcionamiento hidrogeológico y del grado de karstificación funcional del macizo (Bakalowicz, 1979; Antigüedad, 1988; Morales, 1991; Lastennet y Mudry, 1997). No obstante, las interpretaciones basadas en datos hidroquímicos han de ser contrastadas con otros métodos de estudio complementarios (hidrodinámicos, hidrotérmicos, isotópicos, etc.), puesto que

presentan ciertas limitaciones en cuanto a su aplicabilidad, o no siempre son concluyentes (Hunkeler y Mudry, 2007; Sánchez *et al.*, 2015).

Se ha llevado a cabo un control hidroquímico detallado de los principales manantiales durante el periodo de estudio. La base de datos generada incluye registros continuos de los valores de conductividad eléctrica y medidas puntuales de parámetros como el pH, además de los resultados derivados de los análisis químicos e isotópicos de las muestras de agua.

4.6.1. Conductividad eléctrica

En la tabla 4.6 se muestran los valores medios, máximos y mínimos de las series de datos de conductividad eléctrica (CE) medidos en el agua drenada por los manantiales del área de estudio.

La conductividad eléctrica es el parámetro que aporta una medida indirecta de la mineralización del agua y su variabilidad temporal es indicativa del tipo de flujo (Shuster y White, 1971; Ryan y Meiman, 1996; Sánchez *et al.*, 2015). Así, se registrará una mayor variabilidad en los valores mineralización si existe una karstificación desarrollada, mientras que habrá cierta homogeneidad hidroquímica y pocas variaciones en la mineralización si la karstificación está poco desarrollada o existe una homogeneización de flujos en el sistema acuífero. La conductividad eléctrica en los manantiales principales varía entre 232 µS/cm (*TP* Alfaguara, M-61) y 1940 µS/cm (Huertos, M-59). Las aguas drenadas por *TP* Pozancón [M-62] muestran el coeficiente de variación más elevado, con un 17 % (Tab. 4.6). Por el contrario, los manantiales de La Zúa [M-75], Charco [M-73] y Huertos [M-59] presentan los valores más bajos de este parámetro estadístico, entre 1 y 3 %. En un rango intermedio se sitúan las surgencias de Fuente Grande [M-14], Arroyo del Agua [M-10] y *TP* Alfaguara [M-61]. Según el criterio establecido por Shuster y White (1971) para establecer el funcionamiento de los acuíferos kársticos, el manantial de Pozancón ($cv > 10\%$) drenaría un sistema de flujo por conductos, mientras que las surgencias localizadas en la Zona Interna ($cv < 5$ %) serían propias de un sistema de flujo difuso, con velocidades de circulación de aguas subterráneas considerablemente más lentas que en el caso anterior. Según esta clasificación, los manantiales de Fuente Grande y Arroyo del Agua pertenecerían a un sistema con un desarrollo de la red de drenaje intermedio entre los dos anteriores. En el caso de *TP* Alfaguara, el valor del coeficiente de variación estimado de cualquier parámetro

(incluido la conductividad eléctrica) está condicionado por el muestreo, ya que solo es posible el acceso a las aguas de esta surgencia en los momentos de drenaje visible. No obstante, dicho manantial está directamente relacionado con la surgencia de *TP* Pozancón, de manera que ambos drenan el mismo sistema kárstico.

Punto	**Ref.**	**Tipo de registro**	**Periodo de registro**	**Nº de medidas**	**$CE_{máx}$**	**$CE_{mín}$**	**CE_{med}**	**Rango**	**cv**	**Fuente**
						(µS/cm)			(%)	
				LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO						
Arroyo del Agua	M-10	puntual	ago-15 a sep-17	75	412	319	**369**	93	8	Tesis
Fuente Grande	M-14	puntual	ene-14 a sep-17	131	436	365	**387**	71	5	Tesis
		continuo	ene-14 a oct-16	23880	446	354	**386**	92	5	Tesis
TP Molinillo	M-02	puntual	feb-17 a mar-17	4	412	364	394	48	5	Tesis
Fte. Coto Alto	M-07	puntual	mar-18	1	-	-	362	-	-	Tesis
Higuerón del Coto	M-09	puntual	mar-18	1	-	-	364	-	-	Tesis
Fte. Jimera de Líbar	M-16	puntual	mar-18	1	-	-	395	-	-	Tesis
Fuente Santa	M-17	puntual	mar-18	1	-	-	401	-	-	Tesis
Las Morillas	M-21	puntual	mar-18	1	-	-	471	-	-	Tesis
El Almendral de Mariana	M-22	puntual	abr-16	1	-	-	414	-	-	Tesis
La Loma	M-23	puntual	mar-18	1	-	-	527	-	-	Tesis
TP Alfaguara de la Sierra II	M-32	puntual	mar-18	1	-	-	382	-	-	Tesis
TP Alfaguara de la Sierra	M-33	puntual	mar-18	1	-	-	473	-	-	Tesis
La Seda	M-34	puntual	ene-16 a feb-16	2	464	459	462	5	1	Tesis
La Mimbre	M-38	puntual	abr-16	1	-	-	382	-	-	Tesis
El Espino	M-40	puntual	mar-18	1	-	-	392	-	-	Tesis
				SIERRA DE JARASTEPAR						
***TP* Pozancón**	M-62	puntual	nov-14 a mar-17	62	428	246	**311**	182	14	Tesis
		continuo	sep-14 a feb-17	226	437	260	**306**	177	17	Tesis
Pozancón	M-62	puntual	may-14 a sep-17	125	461	266	**348**	195	14	Tesis
		continuo	may-14 a sep-17	29750	522	259	**344**	263	14	Tesis
***TP* Alfaguara**	M-61	puntual	feb-14 a feb-17	72	336	232	**274**	104	9	Tesis
Huertos	M-59	puntual	ene-14 a sep-17	154	1940	1723	**1858**	217	3	Tesis
		continuo	abri-15 a jun-17	17549	1938	1747	**1870**	191	3	Tesis
Charco	M-73	puntual	ene-14 a sep-17	172	1707	1548	**1663**	159	2	Tesis
		continuo	ene-14 a sep-17	25800	1710	1550	**1670**	160	2	Tesis
La Zúa	M-75	puntual	ene-14 a sep-17	179	1610	1523	**1563**	87	1	Tesis
		continuo	ene-14 a sep-17	18289	1591	1532	**1562**	59	1	Tesis
TP La Puentezuela I	M-44	puntual	mar-18	1	-	-	469	-	-	Tesis
Cortijo Roldán I	M-47	puntual	abr-16	1	-	-	698	-	-	Tesis
Linarejos	M-49	puntual	oct-17 a abr-18	4	405	327	376	78	8	Tesis
La Arena	M-50	puntual	mar-18	1	-	-	388	-	-	Tesis
Los Chopillos	M-52	puntual	nov-16 a abr-18	2	1044	1006	1025	38	2	Tesis
Los Candanguillos	M-53	puntual	nov-15	1	-	-	198	-	-	Tesis
El Pozuelo	M-72	puntual	nov-16	1	-	-	597	-	-	Tesis
TP Cañada del Agua	M-77	puntual	mar-16	1	-	-	408	-	-	Tesis
Pilar de la Higuera	M-80	puntual	mar-18	1	-	-	430	-	-	Tesis
La Nazana	M-82	puntual	may-18	1	-	-	280	-	-	Tesis
Cortijo el Cura	M-83	puntual	oct-15 a mar-18	5	489	352	398	137	12	Tesis
TP El Toril	M-84	puntual	abr-16	1	-	-	271	-	2	Tesis
Fuente Almola	M-85	puntual	oct-15 a mar-16	5	198	192	194	6	1	Tesis
Algoma	M-86	puntual	mar-96 a oct-98	27	365	349	357	8	1	Liñán (2003)
		puntual	ago-14 a sep-17	63	402	358	367	44	2	Tesis
TP Minilla	M-87	puntual	feb-15 a sep-17	18	356	322	343	34	3	Tesis

Tabla 4.6. Valores de conductividad eléctrica del agua subterránea y parámetros estadísticos de las series de datos registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias

4.6.1.1. Evolución temporal de la conductividad eléctrica

Las aguas del manantial de Pozancón presentan una evolución general estacional de la conductividad eléctrica igual a la descrita anteriormente para la temperatura, con valores más elevados durante el periodo de agua altas y menores en el de aguas bajas (Fig. 4.9). Esta evolución se interrumpe en los eventos de recarga significativos, cuando el agua experimenta descensos rápidos (horas) en los valores de mineralización, de hasta el 75 % (~260 µS/cm) del valor medio de CE (344 µS/cm), seguidos de ascensos de similar magnitud tras el cese las precipitaciones. Por su parte, las variaciones de la conductividad eléctrica registradas en la surgencia *TP* Alfaguara son de menor magnitud que las anteriores; se reconocen cambios de hasta el 38 % (~100 µS/cm) del valor medio de CE (274 µS/cm) (Fig. 4.9).

El patrón general de evolución de la conductividad eléctrica en las aguas de Arroyo del Agua y Fuente Grande es parecido al registrado en Pozancón, con valores de conductividad eléctrica mayores en periodo de recarga y menores en estiaje. Sin embargo, no se evidencian diluciones bruscas como respuesta a las precipitaciones, sino más bien aumentos generalizados en la conductividad eléctrica de entre 23 % (~90 µS/cm), en el caso del manantial de Arroyo del Agua, y 44 % (~190 µS/cm), en la surgencia de Fuente Grande, con un desfase de 2 a 4 días respecto a la precipitación que lo ocasiona.

En la evolución general de la conductividad eléctrica de las aguas de las surgencias de Huertos y Charco (Fig. 4.9) se observa una tendencia claramente ascendente a lo largo del periodo de registro. Para el análisis de la significancia estadística de dicha tendencia se ha utilizado el test no paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendal, 1975) a partir de datos mensuales. Además, se ha complementado con la estimación de la pendiente de *Sen* (SEN, 1968). Este segundo análisis corrobora la existencia de una tendencia ascendente en las surgencias de Huertos (2,2 µS/cm · mes^{-1}; 105 µS/cm en total) y Charco (2,0 µS/cm · mes^{-1}; 95 µS/cm en total), ya que en ambos casos el Tau de Kendall es positivo (Tab. 4.7), con un grado de significación lo suficientemente elevado para ser confiable (p-valor << alpha) (Tab. 4.7). Los datos de conductividad eléctrica de las aguas de Fuente Grande también presentan una ligera tendencia al ascenso (Tab. 4.7), aunque con una pendiente mucho menor que los casos anteriores (0,6 µS/cm · mes^{-1}; 24 µS/cm en total), inapreciable en la figura 4.9. Las tendencias al descenso (Tau de Kendall

negativo) observadas en los manantiales de Arroyo del Agua, Pozancón y La Zúa no alcanzan a tener suficientes niveles de confiabilidad en el test de Mann-Kendall (p-valor > alpha).

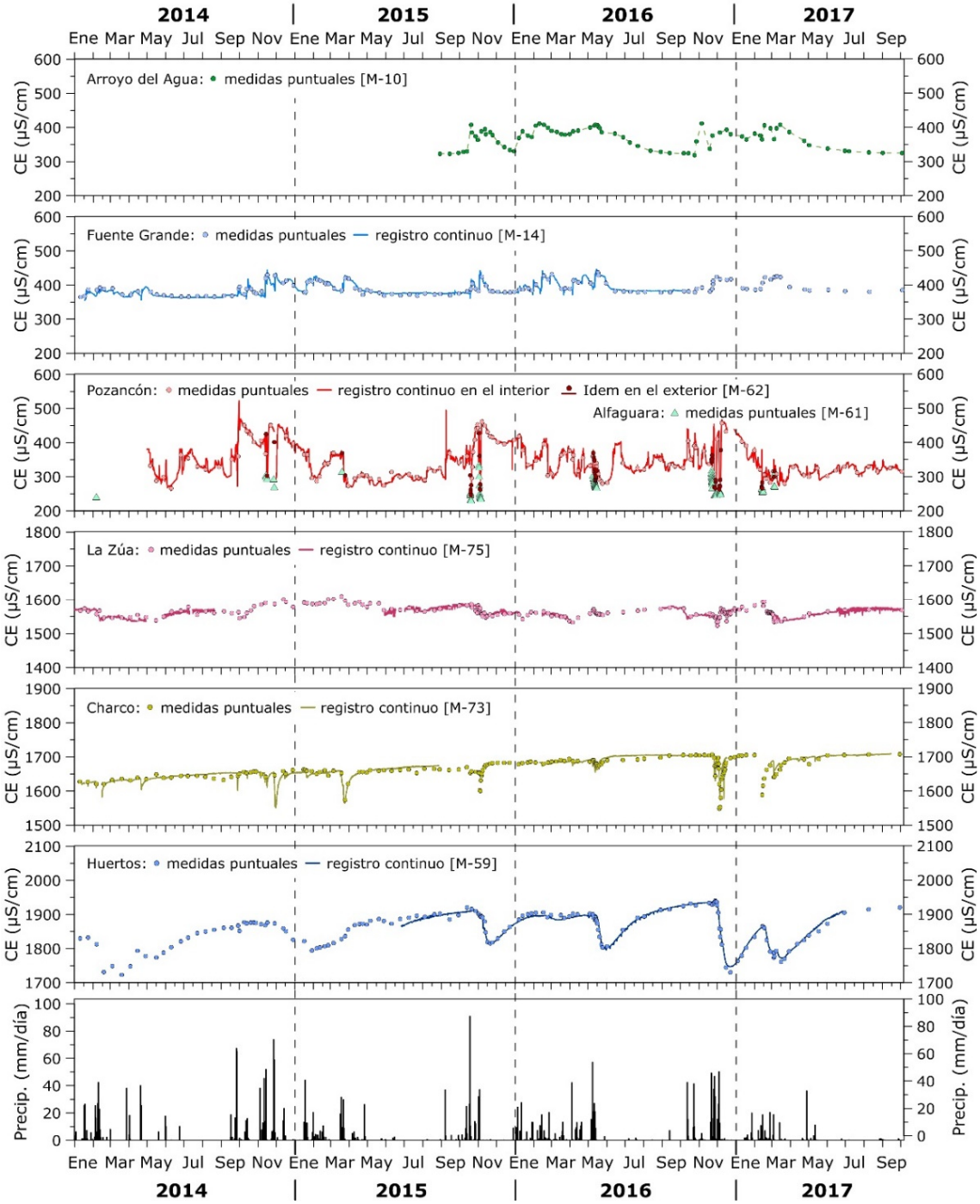


Figura 4.9. Evolución de la conductividad eléctrica (CE) de las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en la estación meteorológica Jarastepar

La tendencia general ascendente de la evolución de la conductividad eléctrica en los manantiales de Charco y Huertos se ve interrumpida por disminuciones puntuales de la mineralización como consecuencia de la llegada de agua de reciente infiltración (Fig. 4.9). En ambas series de datos, los valores de conductividad eléctrica más elevados se registran en los meses finales del estiaje, previos a los mínimos que tienen lugar tras periodos de recarga. La disminución de la mineralización de las aguas de la surgencia de Charco se produce mediante diluciones bruscas de aproximadamente el 10 % (~160 µS/cm) y con un desfase de 2 a 3 días con respecto a las lluvias, mientras que en las aguas del manantial de Huertos se registran de forma más gradual o amortiguada en el tiempo, con una magnitud proporcional a las precipitaciones que las generan; llegan a ser del 11 % (~200 µS/cm) tras 5 o 6 días después de que se genere el evento de recarga.

Punto	Nº de medidas	T	Tau de Kendall	p-valor	alpha	Pendiente de *Sen*
	LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO					
Arroyo del Agua	26	→	-0,148	0,300	0,050	-1,000
Fuente Grande	40	↗	0,390	<0,0001	0,050	0,598
	SIERRA DE JARASTEPAR					
Pozancón	41	→	-0,056	0,616	0,050	-0,311
Huertos	48	↗	0,390	0,0001	0,050	2.192
Charco	48	↗	0,669	<0,0001	0,050	1.983
La Zúa	48	→	-0,045	0,667	0,050	-0,092

Tabla 4.7. Resultados del test de Mann-Kendall y de la estimación de la pendiente de Sen. T, tendencia (ascendente: ↗ ; sin tendencia: →)

Finalmente, el patrón de evolución de la conductividad eléctrica en el manantial de La Zúa no se muestra tan claro como en los demás (Fig. 4.9). Sin embargo, con carácter general, parece seguir una estacionalidad que recuerda a los otros manantiales: valores algo mayores de conductividad eléctrica en periodos de aguas altas y menores en momentos de aguas bajas. Dicha evolución es interrumpida durante los eventos de recarga más significativos pero, en este caso, las diluciones producidas son las menores detectadas en las aguas de los manantiales controlados, de aproximadamente el 4 % (~60 µS/cm) con un retardo superior a 10 días.

4.6.1.2. Curvas de distribución de frecuencia de los valores de conductividad eléctrica

Se han realizado curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica a partir de los datos puntuales y de las series de registro continuo obtenidas en los manantiales más importantes (Fig. 4.10). El intervalo de clases utilizado ha sido de 5 µS/cm, superior a la precisión de los equipos de medida (de ±0,1 a ±1 µS/cm). Este tipo de curvas permiten deducir la variabilidad hidroquímica que tiene lugar en los sistemas acuíferos y la clasificación de estos en función del grado de karstificación (Bakalowicz, 1977, 1979).

Se ha realizado un análisis con las series de datos registradas en cada uno de los puntos de drenaje (Fig. 4.10) y otro en el que se han agrupado los registros de Pozancón y *TP* Pozancón, por tratarse, en realidad, de la misma zona de descarga. Cabe recordar que los manantiales *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón corresponden a surgencias temporales, mientras que en ésta última es posible el acceso al nivel piezométrico del acuífero en periodos de aguas bajas, en cuyo caso se denomina Pozancón. Los registros de CE en los manantiales *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón son considerablemente más cortos que los demás, puesto que solo estuvieron activos en periodos de aguas altas. El análisis comparativo de la morfología de las curvas de frecuencias y al rango de los valores de conductividad eléctrica ha mostrado diferencias significativas (Fig. 4.10)

Las curvas de frecuencias de conductividad eléctrica pertenecientes a los manantiales de Fuente Grande y *TP* Pozancón muestran 1 moda principal que caracteriza las aguas drenadas durante la mayor parte de sus respectivos registros (Fuente Grande = 21 %, *TP* Pozancón = 22 %), y otras modas secundarias, poco definidas, hacia mayores valores de conductividad eléctrica. El rango de variación de este parámetro es similar en ambas surgencias y está comprendido entre 354-446 µS/cm en el caso de Fuente Grande y 246-522 µS/cm para (*TP*) Pozancón (Tab. 4.6).

Al analizar los datos de conductividad eléctrica registrados en el manantial de Pozancón y *TP* Pozancón de manera conjunta se observa que la curva de frecuencias resultante es prácticamente igual a la que muestra el análisis a partir de los valores registrados exclusivamente en Pozancón (mientras el punto de drenaje no es surgente). Esto es debido a la cantidad de datos de una y otra serie (226 para *TP* Pozancón frente a 29750 para Pozancón).

La morfología de la curva de frecuencias de *TP* Alfaguara muestra una distribución con 2 modas principales (Fig. 4.10) que presentan una frecuencia similar (13-11 %) hacia valores de baja mineralización, representativas de las aguas que se drenan durante buena parte del periodo de muestreo. Los valores más elevados de conductividad eléctrica se registraron durante las primeras horas tras el inicio de la descarga visible. El rango de variación de la conductividad eléctrica en este manantial es bajo respecto a los demás considerados (232-336 µS/cm). La curva de distribución de frecuencia del manantial de Pozancón presenta variaciones considerables (259-522 µS/cm) (Tab. 4.6; Fig. 4.10) y evidencia una moda relativamente más marcada hacia los valores de menor mineralización y con una frecuencia baja (7 %). Las modas de baja frecuencia que muestra este manantial, con valores de conductividad eléctrica más elevados corresponden a los periodos inmediatamente posteriores a los eventos de recarga.

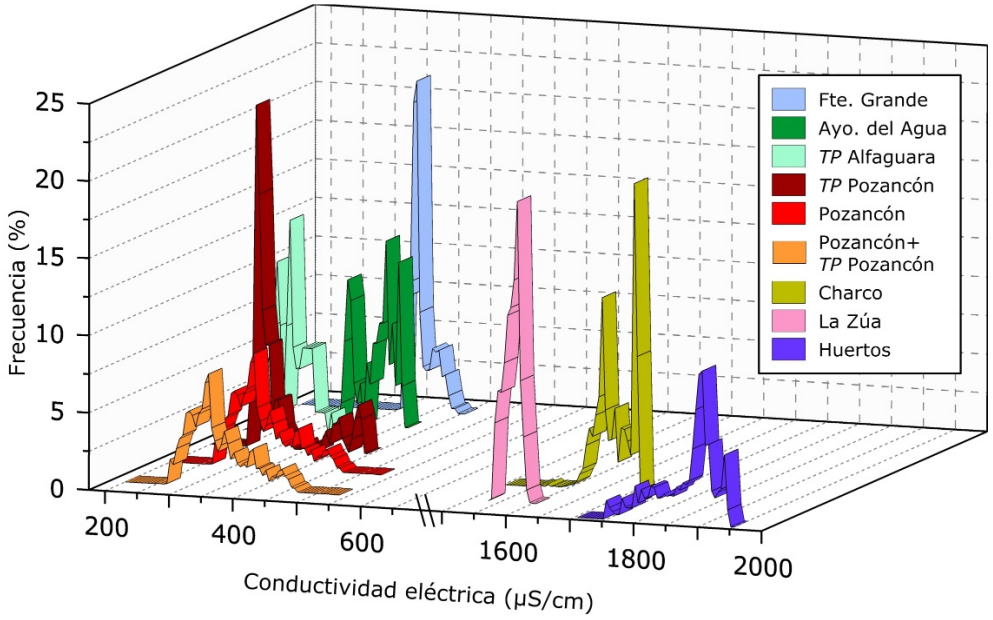


Figura 4.10. Curvas de distribución de frecuencias de las series de datos de conductividad eléctrica del agua en los manantiales más significativos del área de estudio durante el periodo de investigación. Véase duración del registro en la figura 4.9

La curva de frecuencias correspondiente a las aguas drenadas por el manantial de Arroyo del Agua muestra una morfología plurimodal, con hasta 3 modas de frecuencias máximas entre 7 y 10 % (Fig. 4.10), y el rango de variación más bajo de los valores de mineralización (319-412 µS/cm) (Tab. 4.6). Cabe destacar que el muestreo en este manantial se inició más tarde que en las demás surgencias; solo cuenta con un registro de dos años hidrológicos.

En el caso del manantial de Huertos, presenta variaciones en los valores de conductividad eléctrica de sus aguas entre 1723 y 1940 μS/cm. La moda más frecuente (10 %) se agrupa alrededor de los valores altos de la conductividad eléctrica y las modas secundarias (aguas menos mineralizadas) representan sus diluciones (Fig. 4.10). La curva correspondiente a la surgencia de Charco muestra una distribución con dos modas principales (Fig. 4.10), representativas de buena parte de las situaciones hidrodinámicas que se dieron durante el periodo de muestreo. Una de las modas viene dada por los valores más elevados de mineralización, con un rango de variación menor que en el caso anterior (1550-1710 μS/cm). El manantial de La Zúa presenta una curva de tipo claramente unimodal (Fig. 4.10). Así se deduce del limitado rango de variación de los valores de la conductividad eléctrica (1523-1610 μS/cm) y del porcentaje de frecuencia de la moda principal (20 %).

De acuerdo con los criterios establecidos por Bakalowicz (1977,1979), las curvas de distribución de frecuencias con más número de modas representan una mayor variabilidad de la conductividad eléctrica, indicativa de un elevado grado de karstificación en el sector de acuífero considerado. Por el contrario, las curvas unimodales evidencian escasa variabilidad. Así, los manantiales localizados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) drenan aguas con un mayor grado de homogeneización, mientras que las surgencias localizadas en la Zona Externa suelen presentar generalmente más modas, lo que indica cierto grado de karstificación.

4.6.2. Caracterización espacial de la composición química mayoritaria de las aguas subterráneas

Las aguas drenadas por los principales manantiales de los macizos carbonáticos investigados presentan facies hidroquímicas bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcicas, según pertenezcan a surgencias situadas en la Zona Externa o en la Zona Interna, respectivamente (Fig. 4.11.A). Las muestras de agua subterránea recogidas en manantiales secundarios (Fig. 4.11.B) representan una mayor dispersión dentro de las facies de tipo bicarbonatada cálcica. Todas estas han sido tomadas en surgencias ubicadas en la Zona Externa a excepción de *TP* Minilla y Algoma (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria), que se localizan sobre materiales carbonáticos de la Zona Interna (dolomías triásicas) pero presentan facies bicarbonatada cálcica (Liñán, 2003).

En la tabla 4.8 se presentan los parámetros estadísticos descriptivos de los principales componentes químicos y del pH del agua drenada por los manantiales más significativos.

Las concentraciones los componentes químicos dependen de factores como la disponibilidad de la fase mineral en los materiales acuíferos o contiguos a estos, la temperatura del agua en el interior del sistema y el tiempo de residencia (Cardenal *et al.*, 1994; López-Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008). La mineralización de las aguas correspondientes a las surgencias localizadas en la Zona Externa (Arroyo del Agua, Fuente Grande, *TP* Alfaguara, Pozancón y *TP* Pozancón), en las que el anión y el catión mayoritarios son HCO_3^- y Ca^{2+}, respectivamente (Tab. 4.8), se debe a la disolución de calizas y dolomías que constituyen los macizos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar. En cambio, las aguas enriquecidas en SO_4^{2-}, que junto con Ca^{2+} y Mg^{2+}, da lugar a las aguas más mineralizadas drenadas por los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) deben de tener su origen en la disolución de especies minerales más solubles, de origen evaporítico (yeso), que existen en la base del acuífero.

De todas las aguas muestreadas en los manantiales principales (Tab. 4.8), los valores medios de HCO_3^- más elevados se han determinado en las surgencias de Fuente Grande [M-14], 273,0 mg/l, y Arroyo del Agua [M-10], 249,7 mg/l. Por su parte, las mayores concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} se han obtenido en las aguas del manantial Huertos [M-59], con valores medios de 433,2 y 86,4 mg/l, respectivamente. Los valores medios más elevados de SO_4^{2-} se han analizado en las muestras de agua provenientes de los manantiales localizados en la Zona Interna, principalmente en Huertos [M-59], con una concentración media de 1184,1 mg/l. Los contenidos en Na^+ y Cl^- son bajos en todas las aguas. Su origen puede deberse a la concentración por evaporación del agua meteórica en el suelo y epikarst (Schoeller, 1962; Lastennet y Mudry, 1995; Aquilina *et al.*, 2006) y/o la disolución, de manera puntual, de algunas trazas de halita dispersas en los materiales triásicos del Penibético. En el caso del ámbito de estudio, los materiales evaporíticos triásicos que afloran en el núcleo de la estructura anticlinal de la sierra de Jarastepar son principalmente arcillas, areniscas y yesos; no se tiene constancia de que aflore halita en sector alguno, ni hay evidencias de que abunde en profundidad. Las mayores concentraciones medias de Na^+ y Cl^- se han obtenido en las aguas de la surgencia Huertos, con valores de 7,0 y 8,7 mg/l respectivamente, mientras que las mínimas, de 2,1 y 2,8 mg/l, corresponden a *TP* Alfaguara. En general, las concentraciones son

Manantial		pH	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	COT
							(mg/l)					
		SIERRA DE JARASTEPAR										
Huertos	*n*	145	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
560	*mín.*	7,0	213,5	385,1	73,5	4,8	0,8	0,8	5,4	991,7	2,1	0,1
(m s.n.m.)	*máx.*	7,9	232,9	484,7	94,2	8,8	2,7	1,8	11,0	1318,3	6,4	0,8
[M-59]	*media*	**7,3**	**225,3**	**433,2**	**86,4**	**7,0**	**1,6**	**1,2**	**8,7**	**1184,1**	**4,3**	**0,3**
	σ	0,2	4,0	21,2	3,8	0,7	0,5	0,2	1,0	76,5	0,8	0,1
	cv (%)	2,3	1,8	4,9	4,4	10,0	29,1	12,6	11,8	6,4	18,5	38,3
Charco	*n*	159	172	172	172	172	172	172	172	172	172	172
589	*mín.*	6,9	201,1	343,5	58,7	3,7	0,7	0,8	3,7	892,3	2,2	0,0
(m s.n.m.)	*máx.*	7,7	222,8	429,2	72,6	6,8	2,3	1,5	10,6	1165,1	4,9	0,7
[M-73]	*media*	**7,3**	**210,6**	**396,9**	**65,9**	**4,6**	**1,2**	**1,1**	**5,9**	**1047,6**	**3,6**	**0,3**
	σ	0,2	4,3	16,5	2,8	0,4	0,4	0,1	1,2	69,7	0,5	0,1
	cv (%)	2,1	2,0	4,1	4,3	7,6	29,4	11,6	20,2	6,6	13,6	41,3
La Zúa	*n*	163	179	179	179	179	179	179	179	179	179	179
603	*mín.*	6,9	190,7	345,0	37,9	3,7	0,5	0,7	3,5	834,4	1,9	0,1
(m s.n.m.)	*máx.*	7,9	226,0	451,4	50,9	5,8	2,3	1,5	8,9	1112,7	5,8	0,6
[M-75]	*media*	**7,3**	**206,5**	**393,2**	**44,2**	**4,5**	**1,2**	**1,0**	**5,8**	**963,7**	**3,9**	**0,3**
	σ	0,2	4,4	21,3	2,6	0,4	0,4	0,1	1,0	64,3	0,6	0,1
	cv (%)	2,2	2,1	5,4	6,0	7,9	34,2	14,1	17,3	6,7	15,2	32,7
Pozancón	*n*	123	125	125	125	125	125	125	125	125	125	125
644	*mín.*	7,0	174,6	58,5	3,2	2,6	0,9	0,0	2,6	3,3	1,2	0,4
(m s.n.m.)	*máx.*	8,3	309,1	103,3	7,8	11,2	3,8	0,1	14,1	18,1	16,8	1,5
[M-62]	*media*	**7,5**	**217,6**	**71,2**	**5,4**	**4,6**	**1,9**	**0,1**	**6,2**	**10,5**	**7,1**	**0,8**
	σ	0,2	30,8	10,8	1,2	1,4	0,8	0,0	2,0	3,1	3,2	0,3
	cv (%)	3,0	14,1	15,1	21,6	29,5	41,8	22,4	31,9	29,5	44,5	34,2
***TP* Pozancón**	*n*	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62
664	*mín.*	7,0	166,6	51,6	3,2	1,2	1,1	0,0	2,1	2,9	3,1	0,3
(m s.n.m.)	*máx.*	7,9	286,4	100,7	8,4	7,7	3,8	0,1	10,8	16,1	18,7	2,0
[M-62]	*media*	**7,6**	**196,6**	**63,4**	**5,0**	**3,6**	**1,9**	**0,1**	**4,4**	**7,5**	**7,6**	**0,7**
	σ	0,2	25,1	9,3	1,4	1,7	0,6	0,0	2,1	3,7	3,0	0,3
	cv (%)	2,7	12,7	14,5	27,3	46,7	33,0	23,6	46,5	48,0	39,3	40,8
***TP* Alfaguara**	*n*	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92
658	*mín.*	7,5	152,0	48,1	1,4	1,5	0,2	0,0	1,4	1,7	0,7	0,2
(m s.n.m.)	*máx.*	8,2	224,1	70,3	8,8	5,1	0,8	0,1	6,6	17,2	13,9	1,3
[M-61]	*media*	**7,7**	**175,2**	**55,1**	**4,4**	**2,1**	**0,4**	**0,1**	**2,8**	**5,1**	**5,6**	**0,5**
	σ	0,0	12,2	4,0	1,6	0,6	0,1	0,0	1,0	2,9	2,4	0,2
	cv (%)	0,2	7,0	7,3	36,4	29,1	31,7	26,3	36,4	57,4	42,8	35,5
		LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO										
Fuente Grande	*n*	131	131	131	131	131	131	131	131	131	131	131
410	*mín.*	6,8	240,2	64,5	1,7	3,0	0,3	0,1	3,0	5,0	1,1	0,3
(m s.n.m.)	*máx.*	7,7	306,2	105,6	5,5	5,4	1,2	0,1	5,7	7,8	10,9	1,0
[M-14]	*media*	**7,3**	**273,0**	**88,4**	**3,4**	**4,4**	**0,6**	**0,1**	**4,6**	**6,5**	**3,3**	**0,5**
	σ	0,2	16,4	9,1	0,9	0,5	0,2	0,0	0,6	0,5	1,5	0,1
	cv (%)	2,1	6,0	10,3	25,3	12,1	33,6	16,0	12,0	7,4	43,4	24,9
Ayo. del Agua	*n*	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74
427	*mín.*	7,0	212,1	63,7	1,1	2,7	0,3	0,1	3,0	3,7	2,4	0,2
(m s.n.m.)	*máx.*	7,9	295,3	97,6	6,6	4,6	0,6	0,1	4,9	10,7	18,7	1,0
[M-10]	*media*	**7,4**	**249,7**	**81,5**	**3,8**	**3,4**	**0,5**	**0,1**	**3,9**	**7,3**	**4,9**	**0,5**
	σ	0,2	25,1	9,8	1,3	0,3	0,1	0,0	0,3	1,7	2,9	0,2
	cv (%)	2,6	10,0	11,9	35,4	9,8	13,2	17,1	8,6	23,3	58,8	36,8

Tabla 4.8. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; σ, desviación estándar; cv, coeficiente de variación) del pH y de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios registrados en las aguas de los principales manantiales del área de estudio

similares o incluso más bajos que los registrados en otras surgencias de acuíferos carbonáticos cercanos, como los de la Unidad Yunquera-Nieves (Liñán, 2003), con valores medios de 3,9 mg/l de Na^+ y 10,1 mg/l de Cl^-, en los que no hay testimonios de evaporitas en la secuencia litológica.

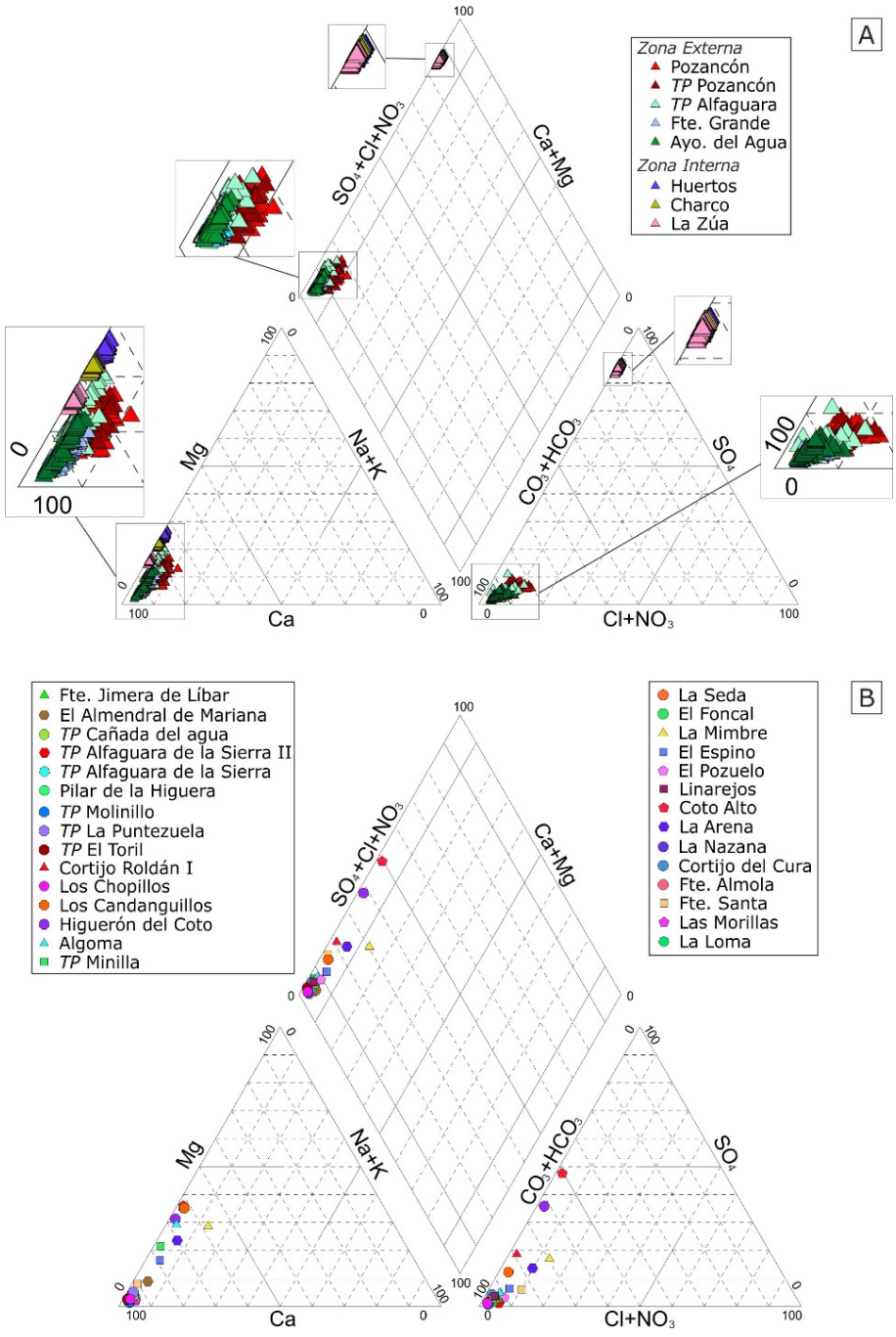


Figura 4.11. Diagrama de Piper en los que se representan las composiciones químicas de las aguas subterráneas drenadas por: (A) los principales manantiales, (B) los manantiales secundarios

En cuanto a las concentraciones medias de K^+, los valores más elevados, 1,9 mg/l se han determinado en las aguas de Pozancón y *TP* Pozancón, y los más bajos,

0,4 mg/l, en *TP* Alfaguara. Los contenidos promedio de F^- observados son marcadamente mayores (hasta un orden de magnitud superior) en los manantiales ubicados en la Zona Interna, cuyas aguas alcanzan 1,2 mg/l (Huertos).

Las concentraciones de los componentes químicos de origen edáfico (NO_3^- y COT -carbono orgánico total-) suelen ser bajas. Los valores medios de COT están comprendidos entre 0,3 mg/l (Huertos, Charco y La Zúa) y 0,8 mg/l (Pozancón), mientras que los contenidos medios en NO_3^- varían entre 3,3 mg/l (Fuente Grande) y 7,6 mg/l (*TP* Pozancón). Estas concentraciones son similares a las registradas en áreas adyacentes como la Sierra de Grazalema (Sánchez *et al.*, 2015). Por el contrario, son más bajas que las medidas en otros acuíferos carbonáticos localizados en regiones húmedas, con mayor desarrollo de suelo y producción de materia orgánica (Batiot *et al.*, 2003a; Pronk *et al.*, 2006; Ravbar *et al.*, 2012; Cholet, 2017). Cabe destacar que los contenidos medios de estos componentes químicos característicos del suelo son, generalmente, más bajos en las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna, donde se suponen flujos subterráneos más lentos que los que alimentan a las surgencias ubicadas en la Zona Externa. Según Batiot (2002), la mineralización de la materia orgánica ($COT \rightarrow HCO_3^-$) en acuíferos carbonáticos (ambientes oxidantes) sigue una ley exponencial de tiempo y la mineralización del 70 % del carbono orgánico se produce al cabo de tres meses.

Con el fin de evaluar la relación que existe entre los parámetros hidroquímicos analizados y caracterizar la distribución espacial de las aguas subterráneas en la zona de estudio, se ha realizado un tratamiento estadístico multivariante consistente en la aplicación del análisis de componentes principales (ACP). Para ello se han considerado 13 variables (conductividad eléctrica -CE-, temperatura -T-, HCO_3^-, Cl^-, F^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{+2}, Mg^{+2}, COT y $\log P_{CO2}$) y se han tomado en consideración 960 muestras de las 989 tomadas en los manantiales principales durante el transcurso de la presente investigación.

La tabla 4.9 refleja la buena correlación existente entre la CE y los contenidos en SO_4^{2-}, F^-, Ca^{2+} y Mg^{2+}, con valores superiores a 0,96, y, aunque menos elevada, con las concentraciones de Cl^- y Na^+.

Los dos factores principales (F1 y F2) del ACP explican el 70,39 % de la varianza (Fig. 4.12.A y B). El factor 1 (F1; 53,13 %) representa la mineralización de las aguas y el tiempo de residencia de estas en el acuífero fundamentalmente a partir de las variables CE, SO_4^{2-}, F^-, Ca^{+2} y Mg^{+2} (Fig. 4.12.A). Dicha mineralización

estaría asociada a la disolución de rocas carbonáticas (calizas y dolomías) y evaporíticas (yesos). Los factores 2 y 3 (F2; 17,26 %; F3; 16,13 %) son los que muestran mayor vinculación con las variables HCO_3^-, COT, NO_3^- y K^+, (Fig. 4.12.A y C).

Variables	**CE**	**T^a**	**HCO_3^-**	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**	**Na^+**	**K^+**	**F^-**	**Cl^-**	**NO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**COT**	**logP_{CO2}**
CE	1												
T^a	0,563	1											
HCO_3^-	-0,209	0,575	1										
Ca^{2+}	**0,995**	0,550	-0,207	1									
Mg^{2+}	**0,962**	0,560	-0,206	**0,944**	1								
Na^+	0,582	0,671	0,245	0,559	0,643	1							
K^+	0,221	0,052	-0,102	0,219	0,255	0,509	1						
F^-	**0,977**	0,524	-0,241	**0,977**	**0,943**	0,570	0,255	1					
Cl^-	0,625	0,566	0,065	0,605	0,674	0,871	0,571	0,621	1				
NO_3^-	-0,317	-0,372	-0,114	-0,326	-0,272	0,015	0,379	-0,306	0,127	1			
SO_4^{2-}	**0,995**	0,524	-0,256	**0,992**	**0,961**	0,555	0,230	**0,979**	0,617	-0,311	1		
COT	-0,618	-0,351	0,174	-0,621	-0,578	-0,130	0,218	-0,601	-0,131	0,654	-0,625	1	
logP_{CO2}	0,292	0,618	0,544	0,299	0,245	0,352	0,098	0,265	0,311	-0,269	0,273	-0,218	1

Tabla 4.9. Matriz de correlación estadística del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas subterráneas muestreadas en los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de investigación

La representación de las observaciones en el plano factorial formado por F1 y F2-F3 (Fig. 4.12.B y D) evidencia la existencia de dos grupos principales de aguas. El primer conjunto, localizado en la parte negativa del F1 y con amplia distribución según el eje 2 (Fig. 4.12.B) y eje 3 (Fig. 4.12.D), y constituido por las muestras de los manantiales ubicados en la Zona Externa (Arroyo del Agua, Fuente Grande, Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón) corresponde a las aguas menos mineralizadas. El segundo grupo, situado en la parte positiva del F1 y con menor variación respecto a F2 y F3 (Fig. 4.12.B y D), incluye a las muestras de los manantiales que se localizan en la Zona Interna. Estos presentan los valores más elevados de CE, así como las concentraciones mayores de SO_4^{2-}, Ca^{+2}, Mg^{+2}, y en menor medida Na^+ y Cl^-.

Cabe señalar que la dispersión de las muestras de los manantiales localizados en la Zona Externa demuestra mayor variabilidad hidroquímica de sus aguas en comparación con la observada en los manantiales ubicados en la Zona Interna. Tales variaciones de la composición química denotarían, *a priori*, un comportamiento más kárstico para los sistemas drenados por las primeras surgencias.

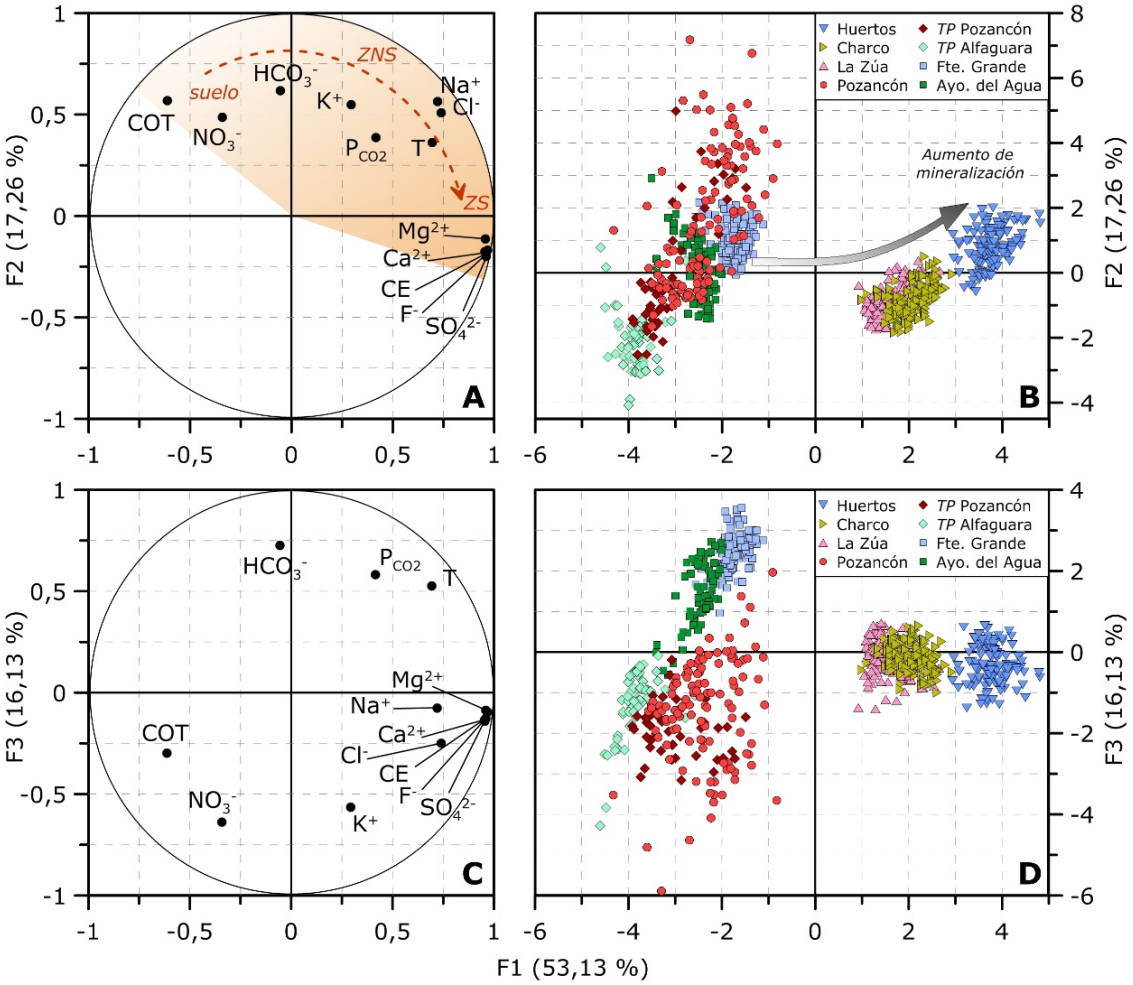


Figura 4.12. Representación de los factores 1, 2 y 3 (A y C: espacio de las variables, B y D: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales principales del área de estudio durante el periodo de investigación. ZNS, zona no saturada; ZS, zona saturada

4.6.3. Relaciones molares

En la figura 4.13 se representan las relaciones molares entre algunos de los componentes químicos mayoritarios de las aguas muestreadas durante el periodo de estudio. Al comparar el contenido en Ca^{2+} frente al de HCO_3^- (en meq/l) se aprecia que las aguas drenadas por los manantiales de la Zona Interna se sitúan muy por encima de la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución de la calcita (Fig. 4.13.A). Ello indica una fuente adicional de Ca^{2+} a la producida como consecuencia del proceso de karstificación. La disolución de calcita es un proceso geoquímico que predomina en las aguas de los manantiales ubicados en la Zona Externa, cuyas muestras están representadas sobre la línea 1:1 (Fig. 4.13.A). La relación molar de los principales solutos derivados de la disolución de carbonatos (CO_3H^- y Ca^{2+}) y de yeso (Ca^{2+} y SO_4^{2-}) muestra que las aguas de los manantiales

de la Zona Interna se sitúan algo por debajo de la línea 1:1 que define el proceso de disolución del yeso (Fig. 4.13.B). Esto pone de manifiesto, además de la posible interacción del agua drenada por estos manantiales con rocas evaporíticas (yeso), que la menor concentración de Ca^{2+} frente a los valores de SO_4^{2-} puede estar relacionada con la precipitación de calcita (que retira Ca^{2+} de la disolución acuosa), menos soluble que el yeso, favorecida por efecto de ion común (Wigley, 1973b; Appelo y Postma, 2005).

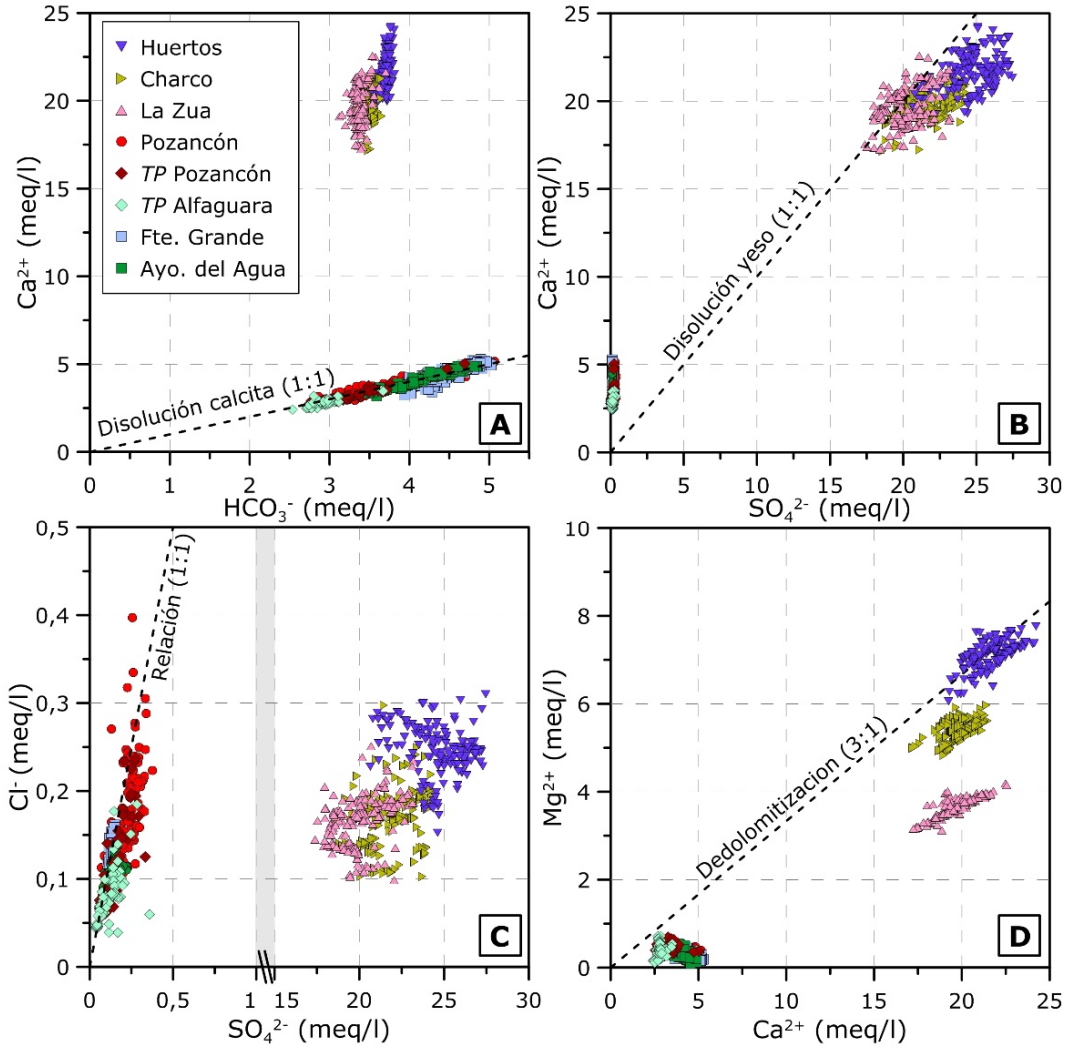


Figura 4.13. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones molares entre (A) HCO_3^- y Ca^{2+}, (B) SO_4^{2-} y Ca^{2+}, (C) SO_4^{2-} y Mg^{2+} y (D) Ca^{2+} y Mg^{2+}

Las relaciones molares entre los contenidos de Cl^- y los de SO_4^{2-} también presentan dos tendencias de covarianzas distintas (Fig. 4.13.C). Así, las aguas menos mineralizadas (manantiales ubicados en la Zona Externa) se ajustan a la línea estequiométrica 1:1, lo que apunta a que estos componentes tendrán, posiblemente, un origen común, probablemente el agua de lluvia. Sin embargo, las

aguas que proceden de las surgencias de Huertos, Charco y La Zúa (localizadas en la Zona Interna) quedan muy por debajo de dicha relación (Fig. 4.13.C), de modo que se corroboraría la existencia de procesos de la disolución de rocas evaporíticas en las que el yeso es el mineral predominante (Fig. 4.13.B y C).

Finalmente, en el gráfico de comparación entre los valores molares de Ca^{2+} y Mg^{2+} (Fig. 4.13.D) se observa cómo las muestras de las aguas de la surgencia Huertos se sitúan de acuerdo con la línea estequiométrica 3:1, que define el proceso de dedolomitización (Wigley, 1973a; Appelo y Postma, 2005). Esta transformación consiste en la precipitación de calcita (o aragonito) ($CaCO_3$) en lugares ocupados previamente por dolomita ($CaMg(CO_3)_2$) como resultado de la circulación de fluidos diagenéticos, sobresaturados en calcita y subsaturados en dolomita, a través de los poros de una dolomía. El aumento de Ca^{2+} por la disolución de yeso hace que precipite calcita, de manera que la concentración $CO_3\,H^-$ irá disminuyendo en el agua y provocará la disolución de dolomita, con el consecuente aumento de la concentración de Mg^{2+}. El resultado final es que la disolución del yeso induce el reemplazamiento de dolomita en calcita y da lugar a aguas enriquecidas en Mg^{2+}, Ca^{2+} y SO_4^{2-}.

4.6.4. Estado de saturación en calcita, dolomita y yeso de las aguas subterráneas

El estudio del estado de saturación de las aguas subterráneas se realiza a partir de la interpretación de parámetros como los índices de saturación (IS) y la presión parcial de CO_2 ($logP_{CO2}$) (White, 2002). A partir de ellos se pueden deducir los principales procesos hidrogeoquímicos que afectan al sistema calco-carbónico. El índice de saturación en un mineral corresponde a la relación entre el producto de la actividad de los iones involucrados (PAI) y el producto de solubilidad del mineral (K_{PS}), el cual es dependiente de la temperatura.

$$IS = log\frac{PAI}{K_{PS}} \qquad \text{(ecuación 2)}$$

Un valor de IS = 0 indica aguas en equilibrio, IS < 0 corresponde a aguas subsaturadas, y por tanto con tendencia a disolver el mineral en cuestión, y cuando IS > 0 el agua está sobresaturada y con predisposición a precipitar el mineral. En la tabla 4.10 se resumen los valores de los índices de saturación en calcita (IS_{cal}), dolomita (IS_{dol}) y yeso (IS_{yeso}), así como la presión parcial de CO_2 del agua drenada

por los principales manantiales. Los datos han sido calculados a partir del software PHREEQC (Parhurst y Appelo, 2013).

Manantial	Ref.	*n*	IS_{cal}				IS_{dol}				IS_{yeso}				log P_{CO2}			
			mín.	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*
SIERRA DE JARASTEPAR																		
Huertos	[M-59]	145	0,1	1,1	**0,5**	37,4	-0,2	1,7	**0,4**	75,8	-0,3	-0,1	**-0,2**	15,6	-2,6	-1,7	**-2,0**	8,6
Charco	[M-73]	159	0,0	0,8	**0,4**	39,3	-0,6	1,1	**0,2**	143,9	-0,3	-0,2	**-0,2**	12,3	-2,4	-1,6	**-2,0**	7,6
La Zúa	[M-75]	163	0,0	1,0	**0,4**	41,6	-0,7	1,2	**0,1**	529,5	-0,3	-0,2	**-0,3**	12,1	-2,6	-1,6	**-2,0**	8,4
Pozancón	[M-62]	123	-0,4	1,0	**0,2**	108,0	-1,5	1,1	**-0,6**	72,4	-3,0	-2,2	**-2,5**	6,5	-3,0	-1,6	**-2,2**	11,8
***TP* Pozancón**	[M-62]	62	-0,6	0,7	**0,1**	206,7	-2,0	0,2	**-0,6**	73,4	-3,1	-2,3	**-2,7**	8,7	-2,7	-1,7	**-2,3**	9,6
***TP* Alfaguara**	[M-61]	92	0,0	0,6	**0,2**	60,7	-1,2	0,1	**-0,5**	38,4	-3,3	-2,3	**-2,9**	8,3	-3,0	-2,1	**-2,5**	5,8
LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO																		
Fte. Grande	[M-10]	131	-0,4	0,7	**0,2**	77,4	-1,9	0,0	**-0,8**	40,8	-2,8	-2,5	**-2,6**	1,4	-2,2	-1,4	**-1,9**	8,1
Ayo. del Agua	[M-14]	74	-0,1	0,7	**0,2**	87,4	-1,6	0,2	**-0,8**	52,2	-2,8	-2,5	**-2,6**	3,0	-2,5	-1,6	**-2,0**	11,1

Tabla 4.10. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; med., valor medio σ, desviación estándar; cv, coeficiente de variación) de los índices de saturación en calcita, dolomita y yeso y de la presión parcial de CO_2 registradas en las aguas de los principales manantiales del área de estudio

Los valores medios del IS_{cal} muestran que las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna están saturadas en este mineral ($IS_{cal} \geq 0{,}4$), mientras que las que drenan las surgencias ubicadas en la Zona Externa se encuentran generalmente menos sobresaturadas (Tab. 4.10; Fig. 4.14.A). Las aguas analizadas presentan un estado predominante de subsaturación en dolomita, sobre todo las procedentes de la Zona Externa, mientras que las de los manantiales ubicados en la Zona Interna están sobresaturadas, principalmente las de las surgencias Huertos y también, en gran medida, las de Charco (Tab. 4.10; Fig. 4.14.B). En cuanto al índice de saturación en yeso, las muestras de los manantiales localizados en la Zona Externa están claramente subsaturadas y las de las surgencias ubicadas en la Zona Interna presentan una evolución hacia el estado de equilibrio, desde el manantial de La Zúa hasta el de Huertos (Tab. 4.10; Fig. 4.14.C).

El factor esencial que condiciona la intensidad de la karstificación en los acuíferos carbonáticos es el CO_2 disuelto en agua (White, 1988). Las principales fuentes de CO_2 son la atmósfera y los procesos que tienen lugar en el suelo, especialmente la respiración de las plantas y la descomposición de la materia orgánica. El contenido en CO_2 de la atmósfera es 0,034 % de su volumen, que equivale a una presión parcial ($logP_{CO2}$) de $10^{-3,47}$ atm. Los valores de la fracción gaseosa del suelo suelen ser mayores, entre $10^{-2,5}$ y $10^{-1,5}$ atm, debido a los procesos edáficos mencionados (Drever, 1997). Así, cuando el agua de precipitación se infiltra

a través del suelo, adquiere CO_2 hasta alcanzar un equilibrio teórico con $logP_{CO2}$ próximo a $10^{-2,0}$ atm (Appelo y Postma, 2005).

Los valores medios de presión parcial de CO_2 ($logP_{CO2}$) en las muestras analizadas varían en un rango entre -1,9 y -2,5 (Tab. 4.10); los datos más bajos corresponden a las aguas drenadas por los manantiales no permanentes de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón. Las variaciones de $logP_{CO2}$ van acompañadas de un cambio en el pH del agua y de los índices de saturación en calcita, dolomita y yeso. Como se observa en la figura 4.15.A y B, la tendencia general es que las muestras de agua con valores más elevados de $logP_{CO2}$ sean ligeramente más ácidas y estén subsaturadas en calcita. La evolución esperada para estas últimas aguas es que a medida que disuelvan calcita ($CaCO_3$) disminuyan los valores de $logP_{CO2}$ y alcancen el $IS_{cal} = 0$ en primer término, seguido de un $Is_{cal} > 0$.

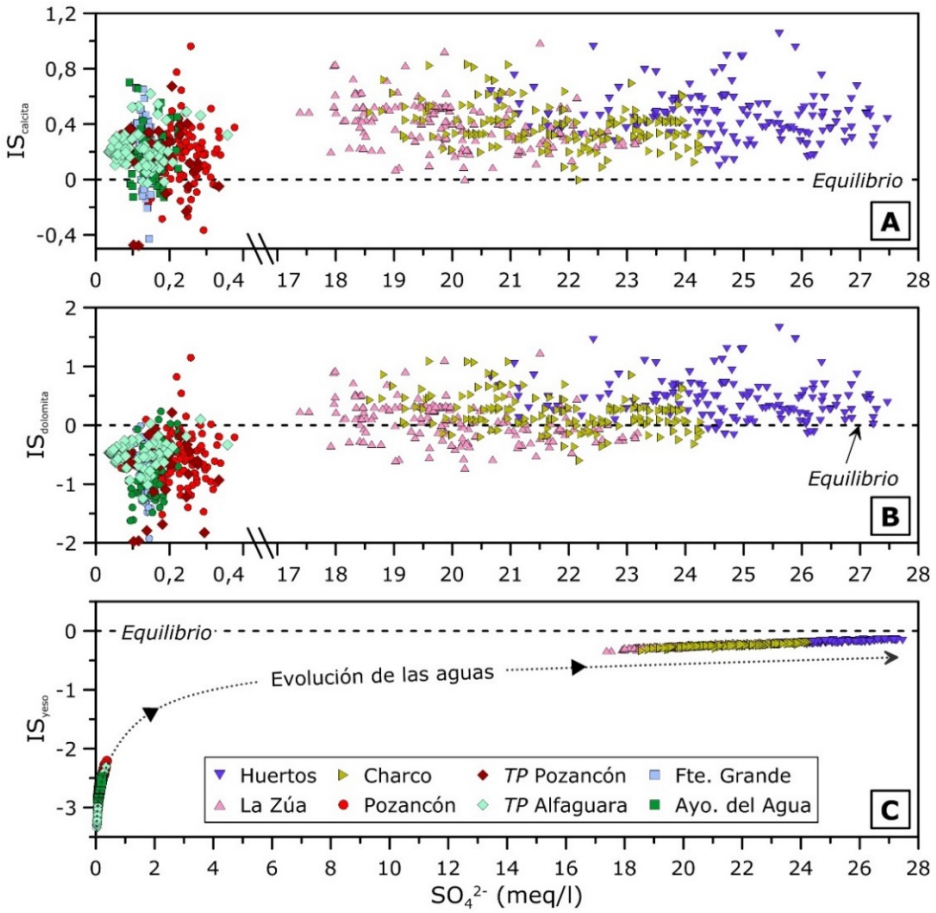


Figura 4.14. Índices de saturación en (A) calcita, (B) dolomita y (C) yeso en función de la concentración de SO_4^{2-} de las muestras de agua recogidas en los principales manantiales

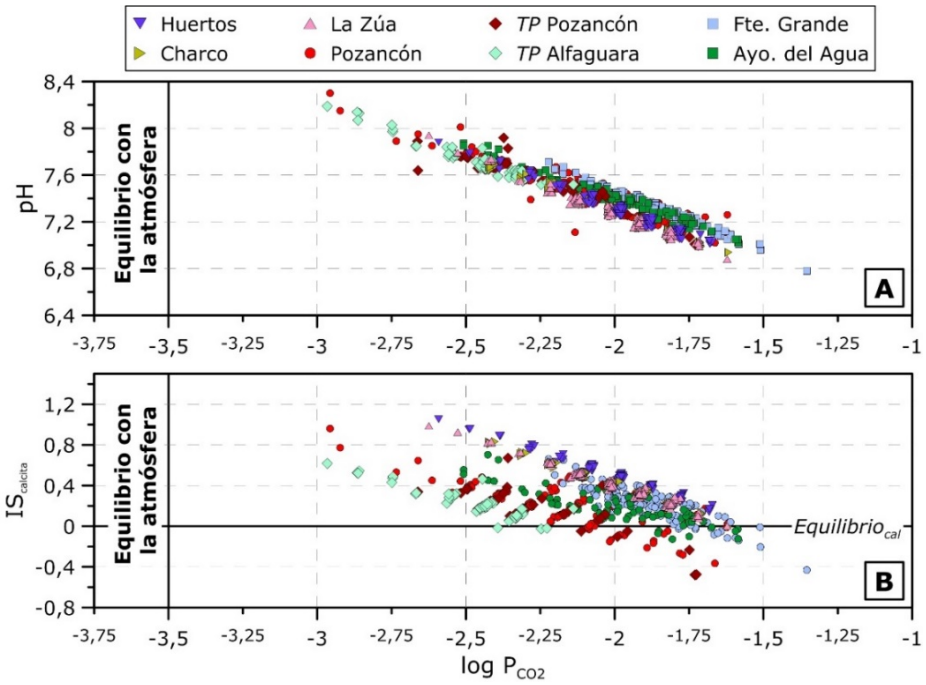


Figura 4.15. Variación del pH (A) y el índice de saturación en calcita (B) en función de los cambios en la presión parcial de CO_2

4.7. Composición isotópica de las aguas subterráneas

Durante el periodo de investigación se han recogido muestras de agua en los principales manantiales con objeto de determinar su composición isotópica y disponer de una técnica más para el estudio del funcionamiento hidrogeológico de los macizos considerados en esta memoria.

4.7.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

En la tabla 4.11 se indican los parámetros estadísticos de los valores isotópicos de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y el exceso de deuterio (*d*). Los valores medios de $\delta^{18}O$ varían entre -6,8 ‰ (Charco, M-73) y -5,9 ‰ (Fuente Grande, M-14). En el caso de $\delta^{2}H$, los valores promedios están comprendidos entre -38,9 ‰ y -33,9 ‰, para los mismos manantiales. Las aguas subterráneas muestreadas que presentan mayor variabilidad isotópica corresponden a los manantiales localizados en la Zona Externa (Tab. 4.11; Fig. 4.16.A), con coeficientes de variación entre 4,3 % (Arroyo del Agua, M-10) y 8,2 % (*TP* Alfaguara, M-61) para $\delta^{18}O$. En cambio, las aguas drenadas por las surgencias ubicadas en la Zona Interna presentan una variabilidad isotópica notablemente menor, entre 1,5 % (Huertos, M-59) y 1,8 % (Charco, M-

73) para el $\delta^{18}O$ (Tab. 4.11; Fig. 4.16.B), es decir, presentan una mayor homogeneización isotópica.

Manantial	Ref.	*n*	$\delta^{18}O$				$\delta^{2}H$				exceso en *d*			
			mín.	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*
SIERRA DE JARASTEPAR														
Huertos	[M-59]	101	-6,9	-6,4	**-6,6**	1,5	-39,3	-37,1	**-38,1**	1,1	13,8	15,9	**14,7**	3,7
Charco	[M-73]	127	-7,1	-6,4	**-6,8**	1,8	-40,0	-37,3	**-38,9**	1,2	12,8	17,1	**15,1**	5,2
La Zúa	[M-75]	132	-7,1	-6,5	**-6,7**	1,6	-39,7	-37,6	**-38,7**	0,9	13,0	17,9	**15,3**	5,3
Pozancón	[M-62]	103	-7,5	-5,5	**-6,4**	7,3	-44,2	-29,3	**-37,0**	8,7	12,1	16,8	**14,5**	6,9
***TP* Pozancón**	[M-62]	44	-7,6	-5,8	**-6,5**	7,9	-44,6	-31,8	**-37,2**	9,6	13,2	16,6	**14,7**	6,5
***TP* Alfaguara**	[M-61]	87	-7,8	-5,5	**-6,7**	8,2	-45,2	-30,1	**-38,6**	9,8	12,8	17,1	**15,1**	5,7
LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO														
Fte. Grande	[M-10]	87	-6,5	-4,9	**-5,9**	4,6	-39,0	-27,2	**-33,9**	4,9	11,1	16,1	**13,4**	6,6
Ayo. del Agua	[M-14]	55	-6,7	-5,6	**-6,2**	4,3	-39,1	-33,1	**-36,5**	4,1	10,9	15,3	**13,0**	8,2

Tabla 4.11. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación) de los isótopos de la molécula de H_2O ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) analizados en las aguas subterráneas muestreadas en el área de estudio

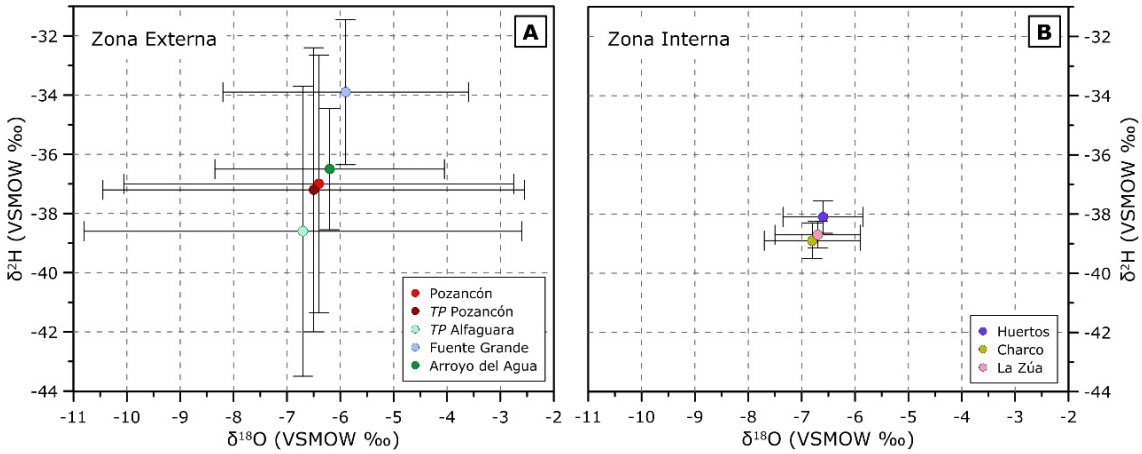


Figura 4.16. Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ junto con sus rangos de variación. (A) Muestras de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Externa. (B) Muestras correspondientes a las aguas de las surgencias ubicadas en la Zona Interna

El exceso de deuterio (*d*) es ligeramente más elevado en las muestras de los manantiales situados en la sierra de Jarastepar, con valores medios comprendidos entre 14,5 ‰ (Pozancón) y 15,3 ‰ (La Zúa), que en las aguas de las surgencias situadas en Las Viñas-Alto del Unicornio, cuyos valores están comprendidos entre 13,0 ‰ (Arroyo del Agua) y 13,4 ‰ (Fuente Grande) (Tab. 4.10). El vapor de agua movilizado por los frentes nubosos que recargan a los acuíferos de la zona de estudio tiene una procedencia mixta, atlántica y mediterránea (Craig, 1961; Gat y Carmi, 1987; Andreo *et al.*, 2004a; IAEA, 2005), como se mostró el apartado 3.2.5.2.

No obstante, se aprecia una influencia algo mayor de los frentes atlánticos en los valores isotópicos de las aguas de las surgencias localizadas en el sector occidental (Las Viñas-Alto del Unicornio), ya que sus valores son ligeramente más próximos a 10 ‰ (Yurtsever y Gat, 1981).

La figura 4.17.A muestra la relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de la precipitación y los de los principales manantiales. Lo primero que se aprecia es que la dispersión de los valores correspondientes a las muestras de agua de lluvia es bastante mayor que en el caso de las aguas subterráneas en las que, a su vez, la variabilidad de las que pertenecen a los manantiales localizados en la Zona Externa (Pozancón, *TP* Pozancón, *TP* Alfaguara, Fuente Grande y Arroyo del Agua) es mayor que las de las surgencias ubicadas en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa). Esto último se percibe más claramente en la figura 4.17.B, donde solo se representan los datos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas drenadas por las principales surgencias. De este comportamiento se deduce que en los flujos de agua subterránea que acaban siendo drenados por los manantiales ubicados en la Zona Externa se produce cierta homogeneización de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ respecto a los de lluvia, mientras que en los que los que tienen una circulación más lenta y surgen en los puntos de descarga localizados en la Zona Interna presentan una homogeneización mucho mayor.

Los puntos correspondientes a las aguas subterráneas (Fig. 4.17.B) se distribuyen mayoritariamente entre la Línea Meteórica Mundial (LMMundial) y la Línea Meteórica del Mediterráneo occidental (LMMoccidental). No obstante, hay una parte de las muestras que quedan comprendidas entre estas últimas y la del Mediterráneo oriental, de acuerdo con lo observado en la composición isotópica de las aguas de lluvia. El ajuste lineal del total de las muestras define la denominada Línea Local de Aguas Subterráneas (LLoAS), cuya pendiente (6,0) es inferior a la de las líneas meteóricas LMMundial, LMMoccidental y Línea Meteórica Local (LMLo). Esto sugiere la existencia de procesos, de magnitud limitada, de fraccionamiento isotópico por evaporación que afectan a las aguas subterráneas (Clark y Fritz, 1997), probablemente en las partes más superficiales de los acuíferos (suelo-epikarst), ya que la LMLocal (con una pendiente de 7,4) indica un primer contacto del agua de lluvia con el suelo, prácticamente sin evaporación previa.

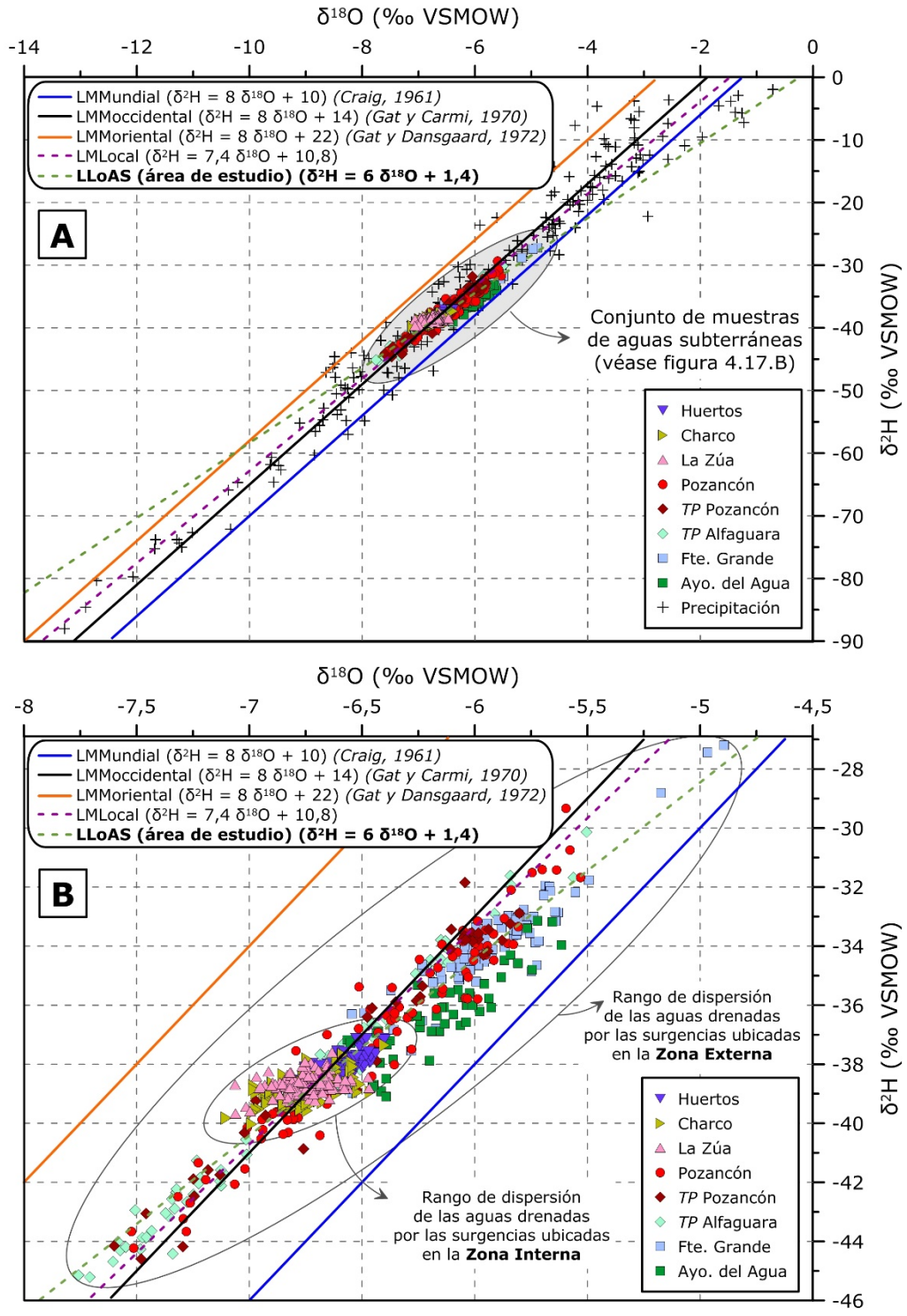


Figura 4.17. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua meteórica y la drenada por los principales manantiales del área de estudio. (B) Representación ampliada de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua subterráneas. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas

En el caso de las muestras de agua que pertenecen a las surgencias orientales localizadas en la Zona Externa (Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón) se observan valores con un rango de variación mayor que en el caso de las que

corresponden a los manantiales de la parte occidental (Arroyo del Agua y Fuente Grande). Las muestras que presentan los valores más negativos (composición isotópica empobrecida en cuanto a $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) pertenecen a las surgencias de Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón (Fig. 4.17.B) y coinciden, generalmente, con las que se recogieron cuando estos manantiales dispusieron de un drenaje activo tras los eventos de recarga o en los momentos posteriores, que tuvieron lugar en los meses fríos. En cuanto a las muestras más enriquecidas isotópicamente, con valores menos negativos (Tab. 4.11; Fig. 4.17.B), se recogieron mayoritariamente en las surgencias ubicadas en el sector occidental. Esto podría ser consecuencia del recorrido que suelen hacer los frentes nubosos predominantes que llegan al área de estudio, de modo que, a medida que avanzan, recorren de O a E los relieves carbonáticos y el agua meteórica evoluciona hacia valores isotópicamente más negativos, lo que da lugar a lluvias algo más ligeras en la sierra de Jarastepar, con respecto a las que caen en Las Viñas-Alto del Unicornio (Fig. 4.17.B). Sin embargo, existen también muestras de agua de los manantiales de Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón con una composición isotópica hacia valores menos negativos. Estas fueron tomadas tras eventos de recarga cuyas aguas meteóricas tuvieron valores promedio de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ más enriquecidos como consecuencia de producirse a principios del año hidrológico (tras los meses de estiaje) o después de un periodo considerable sin lluvias.

La relación de $\delta^{18}O$ frente a parámetros ambientales como la temperatura del aire, cantidad de precipitación, latitud, altitud y distancia a la costa puede ser útil para caracterizar acuíferos kársticos (Collins y Gordon, 1981; Dansgaard, 1964). Diversos autores han utilizado las variaciones de los valores de $\delta^{18}O$ en función de la altitud para estimar altitudes medias de recarga en este tipo de sistemas (Blavoux *et al.*, 1979; Andreo *et al.*, 2004b; Liñán, 2003; Kohfahl *et al.*, 2008; Barberá, 2014; Sánchez *et al.*, 2017) y han obtenido resultados satisfactorios. Durante el desarrollo de esta investigación se han estudiado las relaciones entre los valores de $\delta^{18}O$ del agua de lluvia frente a parámetros como altitud, cantidad de precipitación, latitud y longitud. La composición isotópica del agua meteórica, así como la de las aguas subterráneas no ha permitido precisar una relación clara con ninguno de ellos en concreto.

4.7.2. Señal isotópica del carbono inorgánico ($\delta^{13}C_{DIC}$)

El estudio de las variaciones de $\delta^{13}C_{DIC}$ (*Dissolved Inorganic Carbon*) en acuíferos kársticos es un indicador del tiempo medio de equilibrio o residencia del agua en el interior del sistema. Además, permite estimar la contribución de las zonas no saturada y saturada al flujo subterráneo (Emblanch *et al.*, 1998; Mudry *et al.*, 2002). Los principales factores que controlan los valores de $\delta^{13}C_{DIC}$ en las aguas subterráneas son: la composición y origen de las rocas que constituyen el acuífero, el tiempo de residencia (Kloppmann *et al.*, 1998; Emblanch *et al.*, 2003), la proporción y tipos de mecanismos de recarga (alóctona *vs* autóctona; concentrada *vs* difusa) y la mezcla con aguas preexistentes (Deines *et al.*, 1974). Asimismo, la composición isotópica puede verse alterada por el fraccionamiento que tendría lugar durante el flujo debido a procesos biogénicos y reacciones químicas (Mook, 2001).

La atmósfera dispone de una concentración media de CO_2 de 360 ppmv ($\log P_{CO2} = 10^{-3,5}$) que está controlada a gran escala por el clima y procesos geológicos internos (vulcanismo) y, en menor medida, por las actividades del ser humano y la temperatura de los continentes. Existieron valores de $\delta^{13}C$ del CO_2 atmosférico alrededor de -6,4 ‰ (Craig y Keeling, 1963; Friedli *et al.*, 1986) que han ido disminuyendo a consecuencia de la quema de combustibles fósiles hasta alcanzar valores de -8 ‰ (Clark and Fritz, 1997). El agua de lluvia dispone de una cierta cantidad de CO_2 que aumenta en el proceso de infiltración a partir de la concentración que existe en el suelo, originado por la respiración de las plantas y la descomposición de la materia orgánica. Dicha señal está muy empobrecida en $\delta^{13}C$, de modo que las aguas de reciente infiltración presentan un valor de $\delta^{13}C$ del orden de -14 a -22 ‰ respecto al patrón de VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*) (Fig. 4.18). Este valor cambia a lo largo de las líneas de flujo debido a la progresiva disolución de carbonatos y la tendencia al equilibrio con la roca. En los acuíferos kársticos, la zona no saturada es un sistema abierto en el que es efectivo el intercambio de CO_2 biogénico o del suelo. Sin embargo, en la zona saturada es más difícil la reacción entre dicha fase gaseosa y el agua (Clark y Fritz, 1997; Bouchaou *et al.*, 2009).

Los valores de $\delta^{13}C$ de los carbonatos marinos, con un valor próximo a 0 ‰, están enriquecidos entre un 10 ‰ y un 30 ‰ frente a las concentraciones que se encuentran en el suelo (Fig. 4.18). A medida que se disuelve $CaCO_3$, el $\delta^{13}C$ evoluciona hacia valores más enriquecidos. Dicha transformación dependerá de la "apertura" del sistema. Si la disolución tiene lugar en un sistema "abierto", el CO_2

controlará los valores de $\delta^{13}C$ a partir del intercambio continuo entre este gas, el carbono inorgánico (DIC) y la atmósfera del suelo. En cambio, si ocurre en condiciones de un sistema "cerrado" sólo se disolverá carbono inorgánico mineral de la zona saturada del acuífero, cuyos valores de $\delta^{13}C$ son más próximos al 0 ‰ (Clark y Fritz, 1997) (Fig. 4.18).

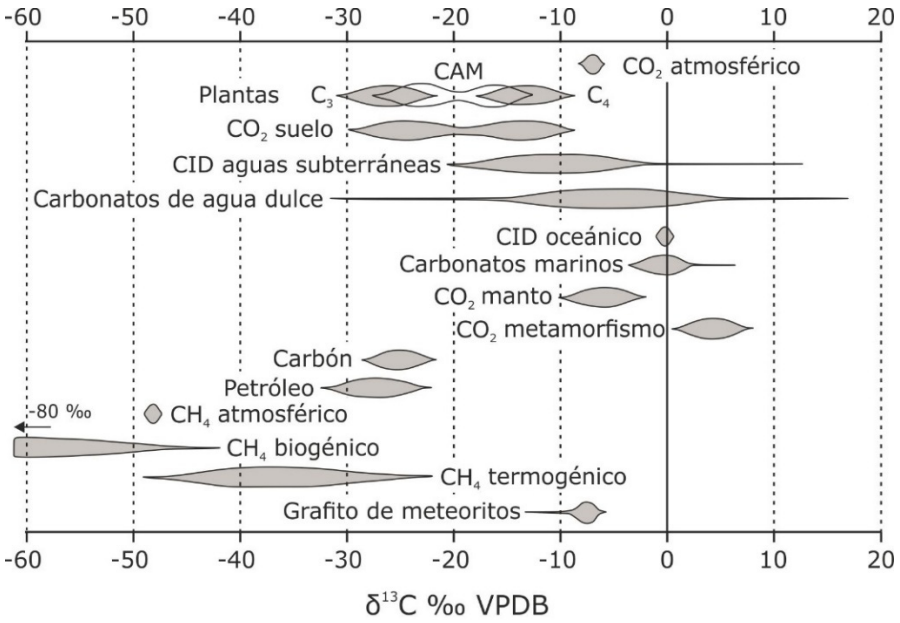


Figura 4.18. Rangos de los valores de $\delta^{13}C$ en compuestos naturales. CAM, metabolismo ácido de las crasuláceas; C_3, fotosíntesis ciclo de Calvin; C_4, fotosíntesis ciclo de Hatch-Slack. Modificado de Clark y Fritz (1997)

En la tabla 4.12 y figura 4.19 se indican los parámetros estadísticos de los valores isotópicos de $\delta^{13}C_{DIC}$ registrados en las aguas de los principales manantiales del área de estudio. Las concentraciones medias están comprendidas entre -5,9 ‰ (Huertos, M-59) y -12,8 ‰ (*TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, M-61 y M-62). Las aguas subterráneas que presentan mayor variabilidad isotópica respecto al $\delta^{13}C_{DIC}$ son las que corresponden a los manantiales ubicados en la Zona Interna, con coeficientes de variación entre 13,9 % (La Zúa, M-75) y 20,2 % (Huertos, M-59) (Tab. 4.12; Fig. 4.19). En cambio, las aguas drenadas por las surgencias localizadas en la Zona Externa presentan una variabilidad de $\delta^{13}C$ considerablemente menor, entre 5,5 % (*TP* Pozancón, M-62) y 8,6 % (Pozancón) (Tab. 4.12; Fig. 4.19).

Manantial	Referencia	*n*	$\delta^{13}C$			
			mín.	*máx.*	*med.*	*cv (%)*
	SIERRA DE JARASTEPAR					
Huertos	[M-59]	140	-8,9	-3,5	**-5,9**	20,2
Charco	[M-73]	154	-8,4	-3,2	**-6,0**	17,4
La Zúa	[M-75]	163	-10,4	-4,0	**-7,7**	13,9
Pozancón	[M-62]	113	-14,8	-8,2	**-12,6**	8,6
***TP* Pozancón**	[M-62]	41	-13,7	-9,7	**-12,8**	5,5
***TP* Alfaguara**	[M-61]	52	-14,9	-11,3	**-12,8**	5,9
	LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO					
Fte. Grande	[M-10]	114	-14,8	-10,8	**-12,7**	6,6
Ayo. del Agua	[M-14]	74	-15,4	-11,1	**-12,7**	8,1

Tabla 4.12. Valores estadísticos. n, Número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación de $\delta^{13}C$ analizados en las aguas subterráneas muestreadas en el área de estudio

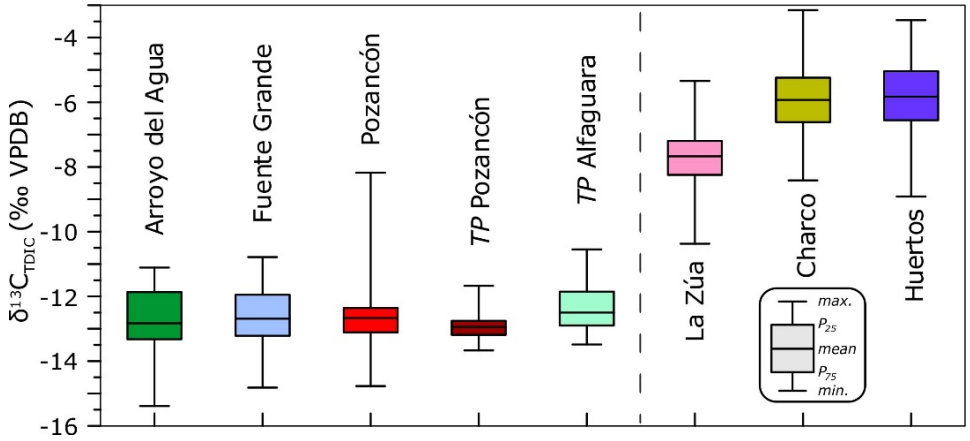


Figura 4.19. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $\delta^{13}C$ obtenidos en los principales manantiales del área de estudio. La línea discontinua separa los manantiales localizados en la Zona Externa (a la izquierda), de los ubicados en la Zona Interna (a la derecha)

La figura 4.20 muestra la relación entre los valores de $\delta^{13}C_{DIC}$ de las aguas de los manantiales muestreados y las concentraciones de Mg^{2+} (meq/l) y COT (mg/l). Los contenidos en Mg^{2+} reflejan el contacto del agua con las dolomías, cuya cinética de disolución es relativamente baja en comparación con las calizas (Langmuir, 1997; Appelo y Postma, 2005). Así, esta variable (Mg^{2+}) puede ser un buen indicador del tiempo de residencia del agua en los acuíferos (Emblanch *et al.*, 1998; Perrin *et al.*, 2003; Mudarra y Andreo, 2011), principalmente en la zona saturada donde predominan las dolomías, situadas estratigráficamente debajo de las calizas en la Zona Externa, pero también en la Zona Interna. No obstante, parte de estas concentraciones de Mg^{2+} también debe provenir de la disolución de rocas

evaporíticas triásicas situadas en la base de los materiales penibéticos. Los manantiales localizados en la Zona Externa drenan aguas con bajas concentraciones en Mg^{2+} y valores de $\delta^{13}C$ más negativos, más próximos a la marca isotópica del suelo (~ -22 ‰; Drever, 1982; Clark and Fritz, 1997) y de la zona no saturada. Ello indicaría que son aguas con menor tiempo de residencia en comparación con las recogidas en las surgencias ubicadas en la Zona Interna, donde las concentraciones de Mg^{2+} son mayores y los valores de $\delta^{13}C$ son más próximos correspondiente a las calizas (~0 ‰) (Fig. 4.20.A).

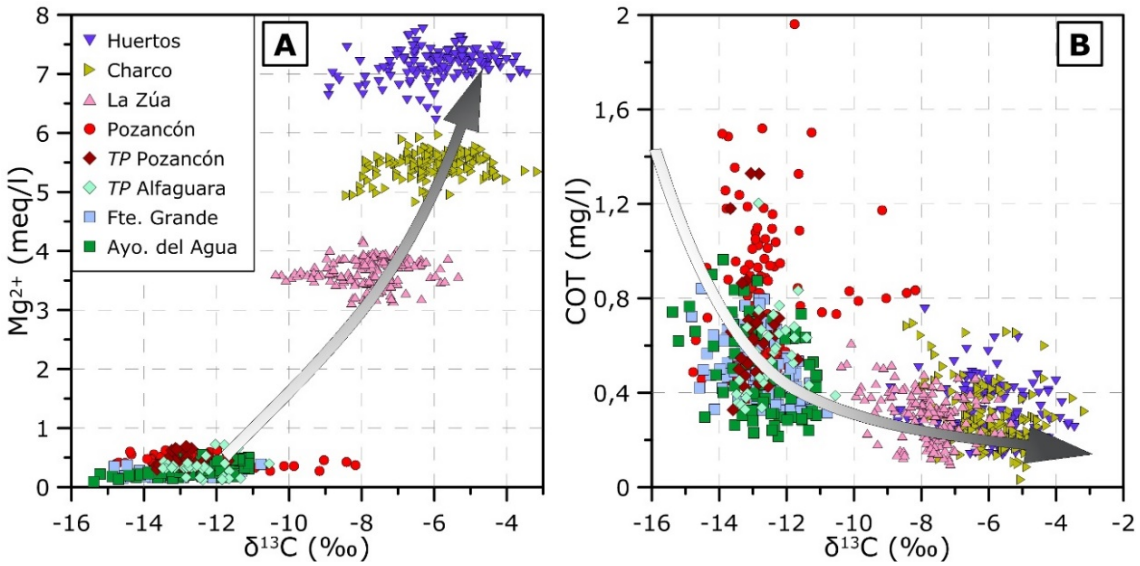


Figura 4.20. Relación entre los valores de $\delta^{13}C$ y las concentraciones de Mg^{2+} (meq/l) (A) y COT (mg/l) (B) en las aguas de los principales manantiales muestreados

Por otra parte, los contenidos en COT proceden de la superficie de los acuíferos y pueden también ser considerados indicadores del tiempo de tránsito del agua de infiltración, desde el suelo hasta el manantial, debido a la mineralización progresiva de la materia orgánica en su flujo a través de las zonas no saturada y saturada (Batiot, 2002). Así, las aguas de los manantiales ubicados en la Zona Externa presentan generalmente mayores concentraciones de COT frente a las que drenan las surgencias situadas en la Zona Interna. Esto corroboraría una vez más que las primeras deben ser aguas con menor tiempo de residencia mientras que en las segundas este tiempo sería mayor, con la consecuente mineralización del COT y aumento de los valores de $\delta^{13}C$ (Fig. 4.20.B).

4.7.3. Isótopos del azufre ($\delta^{18}O_{SO4}$ y $\delta^{34}S_{SO4}$)

El ^{34}S es un isótopo estable con una abundancia media en los compuestos naturales de azufre de 4,21 % (Mook, 2001). El primer elemento adoptado internacionalmente como referencia estándar fue el *Canyon Diablo Troilite*, *CDT* (troilita del Cañón del Diablo, USA), que es la fase FeS obtenida a partir de un meteorito de hierro recogido en Arizona. Sin embargo, esta referencia primaria ha ido variando y actualmente se utiliza un polvo homogéneo de Ag_2S para definir la nueva escala (*V-CDT, Viena Canyon Diablo Troilite*), la cual está muy próxima a la original (*CDT*) (Mook, 2001).

Las variaciones en la abundancia natural del $\delta^{34}S$ están provocadas por los procesos de fraccionamiento isotópico químicos y biológicos que suceden en el ciclo del azufre. El sulfato de la lluvia posee unos valores de $^{34}\delta$ del 5 ‰, mientras que el de los minerales evaporíticos es de 20 ‰ (Mook, 2001). Estas diferencias ofrecen la posibilidad de identificar los diferentes orígenes naturales y antrópicos de los sulfatos que contienen las aguas subterráneas y superficiales.

Con el fin de justificar el origen de los sulfatos disueltos en las aguas procedentes de los manantiales ubicados en la Zona Interna, se muestrearon las surgencias de Huertos, Charco y La Zúa. Dicho muestreo tuvo lugar en condiciones hidrodinámicas de aguas altas (mayo de 2016). Los valores registrados en las muestras analizadas son prácticamente iguales (Fig. 4.21). En el caso de los contenidos de $\delta^{34}S\text{-}SO_4$ varían entre 15,1 ‰, en la surgencia de La Zúa, y 15,3 ‰, en el manantial de Charco, mientras que los valores detectados de $\delta^{18}O\text{-}SO_4$ fueron 12,4 ‰, en Huertos, y 12,5 ‰, en Charco y La Zúa.

En la figura 4.21 se muestra la relación entre el $\delta^{18}O\text{-}SO_4$ y el $\delta^{34}S\text{-}SO_4$ (‰) de las aguas drenadas por los manantiales situados en la Zona Interna. La representación de los valores mencionados corrobora que el origen de lo sulfatos en estas aguas es debido a la disolución de las rocas evaporitas (yeso) que se encuentran dispersas entre las arcillas triásicas, estratigráficamente debajo de los materiales carbonáticos acuíferos de la Zona Externa.

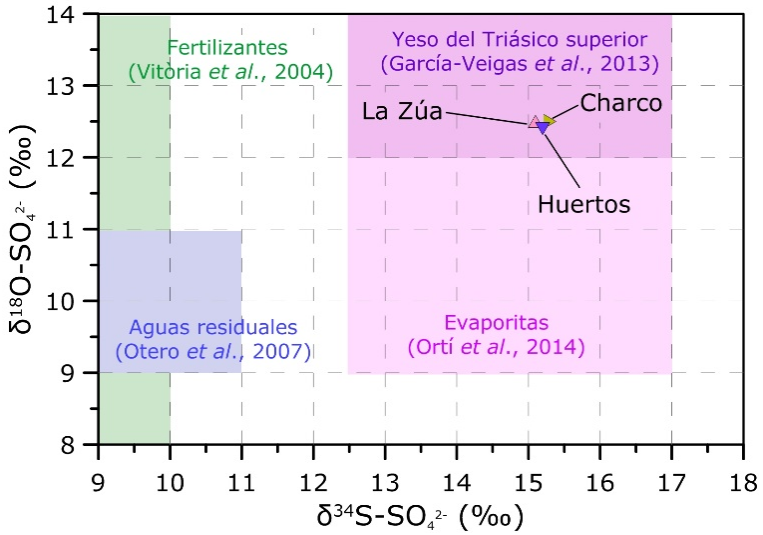


Figura 4.21. Rangos comunes establecidos por diferentes autores para relacionar el origen de los sulfatos disueltos en agua

4.7.4. Actividad del radón (^{222}Rn)

El radón es un gas noble radiactivo presente en las cadenas de desintegración de radioisótopos naturales como el ^{238}U, ^{232}Th y ^{235}U (Hopke, 1987). Existen tres isótopos naturales del radón (^{222}Rn, ^{220}Rn y ^{219}Rn) correspondientes a cada una de las cadenas citadas. En la serie natural del ^{238}U se encuentra el ^{222}Rn, procedente de la desintegración del ^{226}Ra, con un periodo de semidesintegración de 3,8 días (Clark y Fritz, 1997). Las principales fuentes de radón son el suelo, las rocas en las que haya podido quedar atrapado y las aguas subterráneas que pueden contener sus precursores (uranio/radio) o directamente radón disuelto. El radón es más estable en su fase gaseosa (Voronov, 2004) y su solubilidad está condicionada por la temperatura (Schubert et al., 2012).

La actividad de ^{222}Rn presente en las aguas subterráneas depende principalmente de tres procesos: emanación, descomposición radiactiva y migración. La emanación es el mecanismo por el cual un átomo de ^{222}Rn, generado por la desintegración de un átomo de radio dentro de un grano sólido, sale del lugar de origen a poros o grietas adyacentes. En el caso de que el ^{222}Rn generado no consiguiera salir se retendría en la matriz rocosa (Wanty *et al.*, 1992). Los principales factores que controlan la emanación de ^{222}Rn en los diferentes materiales son la distribución que este tenga, el tamaño del grano, el contenido en humedad y la temperatura (Andrews y Wood, 1972; Sakoda *et al.*, 2011; Baskaran, 2016). Por otro lado, la migración es el proceso por el cual el ^{222}Rn es emanado al aire o al

agua del medio, que en sistemas saturados corresponde al transporte. Esta fase está condicionada por la descomposición, la difusión molecular y la advección (Folger *et al.*, 1997). La existencia de discontinuidades (fracturas, conductos o cuevas) contribuye a la heterogeneidad en la distribución de la actividad del ^{222}Rn en un acuífero, ya que favorece un transporte preferencial. Además, la concentración de radón en el agua subterránea también se ve afectada por el comportamiento químico de sus progenitores (uranio y radio), ya que estos pueden estar involucrados en procesos de disolución, precipitación, reducción/oxidación e intercambio de cationes. En general, el contenido de radón en agua es altamente variable debido a las diferencias en la mineralogía de las rocas, las características hidráulicas y la diversidad en los flujos (Ortega *et al.*, 2017).

Generalmente, los acuíferos de baja transmisividad suelen presentar una mayor radiactividad, con una acumulación superior de isótopos como el ^{238}U y ^{226}Ra superior (Lawrence *et al.*, 1991). En sistemas grandes, con líneas de flujo prolongadas, los valores de radón son bastante constantes, por lo que se supone un equilibrio con la roca que conforma el sistema. La mayor concentración de radón en agua subterránea ha sido registrada en acuíferos desarrollados en macizos graníticos fracturados, con valores aproximados de 77500 Bq/l (Salonen, 1994). El promedio mundial es de 183 Bq/l (NCRP, 1984).

En la tabla 4.13 y en la figura 4.22 se muestran los parámetros estadísticos de los valores de las actividades del ^{222}Rn medidas en la zona de estudio, así como su incertidumbre. En ningún caso se han detectado concentraciones superiores a 100 Bq/l, valor por encima del cual deberían aplicarse actuaciones correctoras en el agua de consumo humano (BOE-A-2016-7340). Para el análisis de los datos se han considerado los valores de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón de manera conjunta debido al limitado número de muestras. Las concentraciones medias más elevadas de ^{222}Rn se han detectado en las aguas drenadas por los manantiales ubicados en la Zona Interna, con un rango de variación comprendido entre 4,20 Bq/l (La Zúa) y 30,40 Bq/l (Huertos). Las aguas pertenecientes a las surgencias localizadas en la Zona Externa presentan valores medios menores, de 2,24 Bq/l (Pozancón) a 2,58 Bq/l (Arroyo del Agua). Como consecuencia de la variabilidad de la concentración de radón en el agua de la muestra a lo largo del tiempo que dura el análisis (20 min), es importante considerar el error (Tab. 4.13), por lo que este también ha sido sometido a tratamiento estadístico.

Manantial	Ref.	*n*	Concentración de ^{222}Rn (Bq/l)				Error en la medida de ^{222}Rn			
			mín.	*máx.*	*med.*	*cv (%)*	*mín.*	*máx.*	*med.*	*cv (%)*
			SIERRA DE JARASTEPAR							
Huertos	[M-59]	9	24,79	36,31	**30,40**	0,12	0,29	5,45	**3,11**	0,64
Charco	[M-73]	9	4,12	7,52	**5,81**	0,20	0,06	6,71	**1,88**	1,09
La Zúa	[M-75]	8	2,18	6,04	**4,20**	0,28	0,07	2,88	**1,56**	0,58
Pozancón	[M-62]	6	1,88	2,56	**2,24**	0,11	0,43	1,58	**0,74**	0,52
TP Alfaguara+ TP Pozancón	[M-61+ M-62]	6	2,00	2,73	**2,37**	0,10	0,13	0,42	**0,23**	0,46
			LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO							
Fte. Grande	[M-10]	6	1,24	3,03	**2,54**	0,24	0,26	2,21	**0,97**	0,69
Ayo. del Agua	[M-14]	6	2,20	3,16	**2,58**	0,19	0,54	1,62	**1,13**	0,31

Tabla 4.13. Resumen de los valores de actividad del ^{222}Rn y su incertidumbre obtenidos en las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio

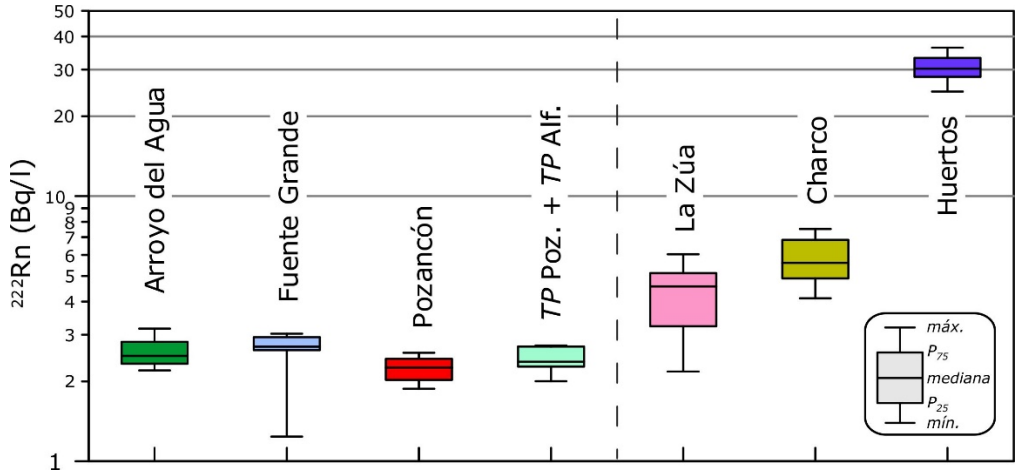


Figura 4.22. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de ^{222}Rn obtenidos en los principales manantiales del área de estudio. La línea discontinua separa los manantiales localizados en la Zona Externa (a la izquierda), de los ubicados en la Zona Interna (a la derecha)

Las relaciones estadísticas (*p-valor*) entre los valores de ^{222}Rn y las variables físico-químicas analizadas se presentan en la tabla 4.14 y en la figura 4.23. En general, se ha determinado que este isótopo muestra notable correlación con la conductividad eléctrica, la temperatura, y las concentraciones de los iones mayoritarios, a excepción de los contenidos en HCO_3^-, NO_3^- y los valores de pH y de $\log P_{CO2}$, para el conjunto de muestras de agua (Tab. 4.14). En cambio, el contenido en ^{222}Rn de las aguas que proceden de los manantiales localizados en la Zona Externa no presenta una relación destacable con alguna de las variables (Tab. 4.14; Fig. 4.23).

En las muestras de agua de las surgencias ubicadas en la Zona Interna, las más mineralizadas del ámbito de estudio, las correlaciones del contenido en ^{222}Rn son significativas con la conductividad eléctrica (CE), la temperatura y las concentraciones de HCO_3^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, F^-, Cl^- y SO_4^{2-} (Tab. 4.14). Esto se debe a que la actividad del ^{222}Rn varía de manera proporcional a los valores de cada una de las variables anteriores en dichas aguas, mientras que en las aguas drenadas por las surgencias ubicadas en la Zona Externa estas variaciones no son apreciables (Fig. 4.23).

Variables	CE	T^a	pH	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	COT	$logP_{CO2}$	$\delta^{13}C$
Total de las muestras de agua recogidas en los principales maanntiales (n=50)															
^{222}Rn	0,000	0,000	0,166	0,524	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,347	0,000	0,000	0,539	0,000
Muestras de agua procedentes de los manantiales situados en la Zona Externa (n=24)															
^{222}Rn	0,356	0,128	0,925	0,218	0,110	0,354	0,177	0,656	0,839	0,746	0,091	0,186	0,697	0,530	0,818
Muestras de agua procedentes de los manantiales situados en la Zona Interna (n=26)															
^{222}Rn	0,000	0,000	0,980	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,089	0,000	0,395	0,570	0,568

Tabla 4.14. Resultados estadísticos (p-valor) de los tests de correlación para el conjunto de muestras y de manera independiente para las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna y la Zona Externa, realizados entre el ^{222}Rn y el resto de variables físico-químicas consideradas. *Color rojo: buena correlación. Color verde: sin correlación

A pesar del número limitado de mediciones realizadas de la actividad del ^{222}Rn, los diferentes valores mostrados proporcionan información sobre su origen en los sistemas acuíferos. En estudios anteriores (Eisenlohr, 1995; Falcone *et al.*, 2008; Ludovic *et al.*, 2011) se ha observado que la concentración de ^{222}Rn es mayor con el aumento de la descarga que se produce tras eventos de precipitación significativos. Esto sugiere una producción de ^{222}Rn más alta en la zona de infiltración (suelo y epikarst) en comparación con el propio acuífero. Este mismo proceso se refleja en los datos registrados en las aguas de los manantiales ubicados en la Zona Externa en la sierra de Jarastepar (Tab. 4.13). Así, los valores de la actividad del ^{222}Rn de las surgencias *trop-plein* (*TP* Pozancón y *TP* Alfaguara) es ligeramente superior a la concentración obtenida en condiciones de aguas bajas (Pozancón) (Fig. 4.22). Los manantiales de Arroyo del Agua y Fuente Grande presentan concentraciones medias ligeramente superiores a las aguas de Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón (Fig. 4.23). Esto puede ser el resultado de la mayor presencia de materiales arcillosos (margocalizas cretácicas) que recubren el acuífero calizo en el sector occidental (véase mapa geológico adjunto a esta memoria) que, junto con la materia orgánica del suelo y los óxidos de hierro (nódulos de pirita en

la Formación Capas Blancas; véase apartado 2.3.1), presentan elevada capacidad para acumular ^{226}Ra y liberar ^{222}Rn (Laubenstein y Magaldi, 2008; Pinti *et al.*, 2014).

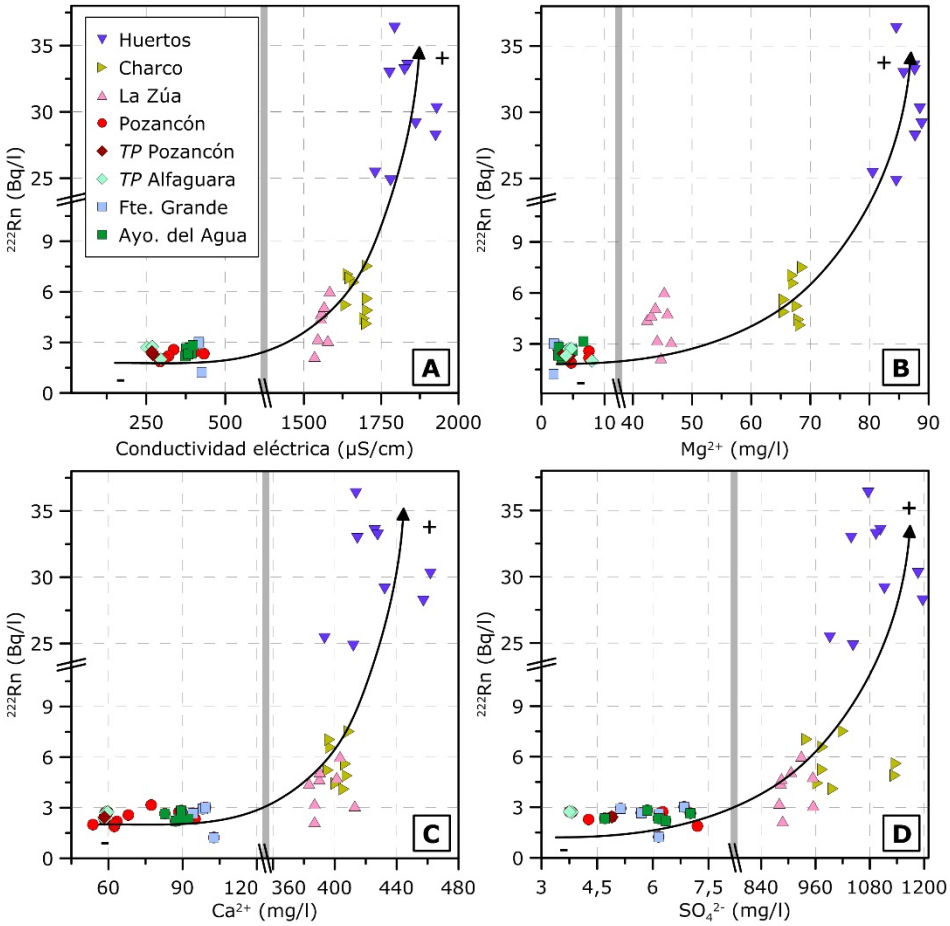


Figura 4.23. Representación de algunas de las relaciones relevantes entre el ^{222}Rn y la conductividad eléctrica (A), contenido en Mg^{2+} (B), Ca^{2+} (C) y SO_4^{2-} (D)

La mayor actividad del ^{222}Rn detectada en las aguas de los manantiales localizados en la Zona Interna (La Zúa, Charco y Huertos) (Tab. 4.13; Fig. 4.23) puede ser debida a la existencia de materiales de baja permeabilidad (arcillas del Flysch) en el área de contacto entre la Zona Externa y la Interna, o incluso de los materiales triásicos que se encuentran en la base de dominio Penibético. La diferencia de actividad de ^{222}Rn detectada entre los manantiales situados en la Zona Externa y la Zona Interna es coherente con el hecho de que las aguas drenadas por los últimos tengan un mayor tiempo de residencia en el acuífero, lo que conlleva una mayor interacción agua-roca. Así, las aguas del manantial de Huertos, con los mayores valores de ^{222}Rn medidos en el área de estudio, indicarían que los flujos hasta dicha surgencia deben ser los que más tiempo permanecen en el interior del acuífero.

5. ENSAYOS CON TRAZADORES ARTIFICIALES

5.1. Introducción. Consideraciones previas

Los ensayos con trazadores artificiales son una poderosa herramienta para estudiar el flujo subterráneo del agua en distintos medios hidrogeológicos. Permiten caracterizar el movimiento y migración de posibles contaminantes disueltos además de conocer las direcciones preferenciales y las velocidades de flujo del agua en el interior de los acuíferos (Antigüedad *et al.*, 1990; Käss, 1998; Andreo *et al.*, 2004b; Goldscheider, 2008; Morales *et al.*, 2010). Esta metodología es aplicada especialmente en hidrogeología kárstica, con el fin de constatar las relaciones hidráulicas entre los puntos de inyección (zonas de recarga) y las principales surgencias (zonas de descarga) (Goldscheider y Drew, 2007; Ravbar *et al.*, 2012). No obstante, su aplicación no debe de producirse de manera individual, sino como complemento de la investigación de las respuestas naturales (hidrodinámica, hidrotérmica, hidroquímica e isotópica) de los acuíferos (Mudarra *et al.*, 2014b). De este modo, será posible alcanzar un conocimiento más preciso y obtener conclusiones más fiables respecto a los procesos de infiltración, mecanismos de recarga y jerarquización de los flujos subterráneos en el interior de los sistemas.

En un primer momento, las investigaciones basadas en ensayos con trazadores eran únicamente cualitativas, destinadas a conocer la conexión entre los puntos de entrada y salida del agua. Actualmente, la aplicación de esta técnica se orienta hacia la evaluación cuantitativa de la velocidad del flujo y del transporte subterráneo, por lo que conllevan un importante trabajo en el campo (Maloszewski *et al.*, 1992; Massei *et al.*, 2006; Morales *et al.*, 2010; Goldscheider, 2008) y de análisis en el laboratorio y en gabinete (Hauns *et al.*, 2001; Field y Leij, 2012; Barberá et al., 2017).

La modelización de las curvas de concentración de trazador para la estimación de parámetros de transporte es posible a partir de un registro adecuado (Dewaide *et al.*, 2016). En la presente investigación se han analizado de forma cualitativa y cuantitativa 11 curvas de concentración (*trace breakthrough curves*, *BTCs*) de 5 ensayos con trazadores realizados en la sierra de Jarastepar y en áreas contiguas. En primer lugar, se ha llevado a cabo un análisis gráfico de las curvas registradas junto con las relaciones estadísticas más relevantes. Se ha estimado la distribución del tiempo de residencia (*RTD*), que podría definirse como el periodo

de tiempo que una masa de agua trazada (o contaminada) pasa en el sistema. Para ello se ha utilizado la siguiente ecuación (Molinari, 1976):

$$RTD = \frac{C(t)\cdot Q(t)}{\int_0^{\infty} C(t)\cdot Q(t)dt} \qquad \text{(ecuación 3)}$$

en la que el numerador de la fracción representa el flujo de la masa de trazador que atraviesa una sección determinada y el denominador la masa recuperada. De acuerdo con el modelo de dispersión de Fischer (Fischer, 1967), basado en la teoría de Fickian, la concentración pico unitaria (C_{UP}) de la RTD se calcula como:

$$C_{UP} = \propto t_p^{-\theta} \qquad \text{(ecuación 4)}$$

en la que t_p se refiere al tiempo transcurrido desde la inyección y θ es un coeficiente (valor absoluto) que va de 0,5 a 1,5, para tiempos de dispersión muy cortos o muy largos, respectivamente.

En último lugar, se ha realizado una modelización de las curvas de concentración de trazadores. Se ha aplicado un modelo de transporte en equilibrio y otro de no equilibrio, utilizando el código numérico CXTFIT (Toride *et al.*, 1995; Van Genuchten *et al.*, 2012). La solución analítica de la ecuación unidimensional (1D) de advección-dispersión (AD), simplificada de Parker y Van Genuchten (1984) se calculó asumiendo las siguientes restricciones: las vías de flujo subterráneo examinadas se comportan como medios homogéneos, unidireccionales, de flujo estable y parámetros hidrodispersivos constantes, donde la dispersividad viene definida como el cociente entre la dispersión longitudinal (D) y la velocidad de flujo efectiva (v). El modelo de transporte de dos regiones de no equilibrio (*2RNE*) considera una división en la sección transversal del flujo por conductos por la cual la concentración del soluto se separa en fases móviles e inmóviles (Toride *et al.*, 1995; Field y Pinsky, 2000). Este modelo agrega dos parámetros adicionales a la ecuación general de advección-dispersión: el coeficiente de partición (β) y el coeficiente de transferencia de masa (ω), que permite explicar de manera analítica la cola o morfología irregular que puedan presentar las curvas de concentración de trazador (*BTCs)*, difíciles de reproducir por medio de la ecuación de *AD*.

Para evaluar la calidad de los resultados del modelo se ha estimado la eficiencia de Nash-Sutcliffe modificada -*NSE*- (Nash Sutcliffe, 1970) en cada simulación con la expresión matemática:

$$E_j = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}|o_{i-}c_i|^j}{\sum_{i=1}^{N}|o_{i-}\bar{o}|^j} \qquad \text{(ecuación 5)}$$

donde O_i, C_i y $\overline{O}$ son valores observados, calculados y promedio de los observados respectivamente, y j un exponente positivo.

5.2. Trazadores artificiales

Existen diversos tipos de sustancias que pueden ser usadas como trazadores artificiales (Hötzl y Werner 1992; Käss, 1998; Goldscheider y Drew, 2007) (Tab. 5.1): solubles (sales, colorantes fluorescentes, radiactivos, surfactantes y aromáticos) y en forma de partículas (esporas, bacterias y microesferas). El trazador ideal es aquel que cumple con las propiedades que se mencionan a continuación (Käss, 1998):

1. Que sea conservativo, es decir, que tenga buena resistencia a los ataques químicos y biológicos y una escasa interacción con el terreno (débil absorción y adsorción).
2. No debe alterar las propiedades del agua ni las características del flujo subterráneo.
3. Fácil de detectar cualitativa y cuantitativamente, incluso en bajas concentraciones.
4. No debe ser tóxico para los seres vivos ni el medio ambiente.
5. Ausente en las aguas naturales y si estuviera presente debe ser en concentraciones bajas y estables.
6. Fácil de transportar y manejar.
7. Precio económico y facilidad para su adquisición en el mercado.
8. Que no contamine permanentemente o demasiado tiempo.

No existe ningún trazador que reúna todas estas condiciones. Pese a ello, el conocimiento de las propiedades de los diferentes trazadores que existen en el mercado permite aplicar correcciones que hacen aprovechable la información que estos proporcionan. Entre los trazadores artificiales más utilizados se encuentran las sales solubles en agua (ClNa y ClLi) y los colorantes fluorescentes (uranina, eosina, piranina, rodamina, Na-naftionato, tinopal, etc.) (Tab. 5.1).

En la presente investigación han sido utilizados los trazadores de tipo soluble y, dentro de este grupo, los trazadores fluorescentes. A continuación, se aporta información adicional sobre las propiedades específicas de cada uno de ellos y su empleabilidad en hidrogeología kárstica (Käss, 1998).

Clasificación		Nº	Trazador	Límite de detección (µg/l)	Concentración natural	Toxicidad	Interferencia analítica	Problemas
SOLUBLES	FLUORESCENTES	1	Uranina	10^{-3}	No existe	No existe	2 y 6	Gran sorción a pH bajos
		2	Eosina	10^{-2}	No existe	No existe	1 y 4	Muy fotosensible
		3	Sulfo-rodamina B	10^{-2}	No existe	Ecotóxico	4 y 6	-
		4	Amino-rodamina G	10^{-2}	No existe	No existe	2, 3 y 5	-
		5	Rodamina WT	10^{-2}	No existe	Genotóxico	3 y 4	-
		6	Piranina	10^{-2}	No existe	No existe	1 y 2	Altamente degradable
		7	Na-naftionato	10^{-1}	No existe	No existe	8 y COD	-
		8	Tinopal	10^{-1}	No existe	No existe	7 y COD	Gran sorción
	SALES	9	Sodio	Depende del método (0,1 µg/l - 1 mg/l)	Alta	No existe	-	-
		10	Potasio		Moderada	No existe	-	-
		11	Litio		Muy baja	Con restricciones	-	-
		12	Estroncio		Moderada	Con restricciones	-	Gran sorción
		13	Cloruro		Alta	Con restricciones	-	-
		14	Bromuro		Baja	Con restricciones	-	-
		15	Yoduro		Muy baja	Sin evaluar	-	Químicamente inestable
PARTÍCULAS		16	Esporas	Detección óptica por filtración o recuento microscópico	No existe	No existe	Partículas naturales	No cuantitativo
		17	Microesferas		No existe	No existe	Partículas naturales	Elevado consumo de tiempo en el análisis
		18	Bacterias		No existe	Sin evaluar	Otras bacterias	
		19	Bacteriófagos		No existe	Sin evaluar	-	

Tabla 5.1. Características de los principales trazadores utilizados en hidrología. Modificado de Benischke *et al.* (2007)

Los trazadores fluorescentes son sustancias con capacidad de absorber y emitir luz fluorescente en unas determinadas longitudes de onda. Están muy extendidas en investigaciones hidrológicas tanto en aguas superficiales como en aguas subterráneas (Flury y Wai, 2003; Leibundgut *et al.*, 2009), ya que son muy solubles y fácilmente detectables, tanto de manera visual como mediante un espectrofluorímetro. La vida media de las sustancias fluorescentes depende principalmente del medio en el que se encuentren (superficial o subterráneo), del grado de contaminación de las aguas y de parámetros físico-químicos. Su detección puede estar influenciada por la salinidad de las aguas (Käss, 1998), la presencia de arcillas (Magal *et al.*, 2008) o el contenido en materia orgánica (Alexander, 2005). Cabe destacar que en esta investigación se han utilizado las cantidades de trazadores fluorescentes necesarias para la detección y que las concentraciones resultantes son inocuas para el hombre y para el medio ambiente (Behrens *et al.*, 2001). A continuación se describen los trazadores fluorescentes utilizados en esta investigación:

La *uranina o fluoresceína* (URA; *CAS*: 518-47-8) es el trazador más conocido de los fluorescentes. Presenta la mayor solubilidad en agua de todos los trazadores

usados en esta investigación (600 g/l a 20ºC), por lo que es de fácil manejo en ensayos donde los volúmenes de agua disponibles para su disolución son bajos. Tiene un poder colorante fuerte, de rojo a verde según la concentración. Es detectable de manera visual a bajas concentraciones, 0,01 ppm a simple vista y 0,002 ppm mediante un fluorímetro. Muestra longitudes de onda de excitación y emisión de 490 y 516 nm, respectivamente. Puede sufrir sorción por las arcillas (Magal *et al.*, 2008), por sustancias orgánicas (Alexander, 2005) y reacciona con el CO_2. En el medio kárstico presenta débil retención y buena tasa de restitución. Respecto a su vida media, la intensidad fluorescente decae un 50% durante los primeros 20 días y desaparece completamente en presencia de NaClO, que la degrada en cuestión de horas hasta su total desaparición. Este es uno de los motivos por lo que es ampliamente utilizado en zonas donde existen puntos de agua para abastecimiento urbano, cuyo tratamiento de desinfección es a partir del compuesto mencionado. En aguas superficiales se produce un proceso de degradación fotolítica, de modo que la concentración de trazador se reduce a la mitad en 12 horas. Este mismo proceso hace desaparecer completamente la sustancia en 1 semana.

La *eosina* (EOS; *CAS*: 17372-87-1) presenta buena solubilidad en agua (300 g/l a 20ºC, según Käss -1998-), con poder colorante rojo fuerte. Suele utilizarse en medios porosos y fisurados ya que presenta poca retención. Puede resultar tóxico en muy altas concentraciones. Es detectable por fluorometría hasta 0,1 ppb y por cromatografía hasta 0,25 ppb. Presenta longitudes de onda de excitación y emisión de 515 y 540 nm. Es bastante inestable a la luz, por lo que no debe usarse en el estudio de aguas superficiales. La tasa de desaparición a consecuencia de la fotodegradación es el doble que la de la uranina, con lo que la pérdida de trazador se produce de 2 a 3 días en flujos superficiales.

La *sulfo-rodamina B* (SRB; *CAS*: 3520-42-1) tiene una solubilidad en agua menor que los trazadores anteriores (10 g/l a 20ºC), con color rosa fuerte en elevada concentración. Su intensidad de fluorescencia es mayor que la de la eosina, de manera que la cantidad a inyectar puede ser inferior. Su sensibilidad de detección es similar a la de la uranina. El grado de sorción por arcillas es alto (Smart y Laidlaw, 1977; Gil-Márquez, *et al.*, 2017) pero es poco sensible a la luz o al pH. Su gran ventaja es que se detecta fácilmente cuando se usa junto con la uranina debido a su diferente longitud de onda (excitación 560 nm y emisión 583 nm).

La *amino-rodamina G* (AMG; *CAS*: 5873-16-5) tiene una solubilidad en agua bastante baja (3 g/l a 10ºC, según Käss -1998-), con color que va de rojo anaranjado a rosa intenso. Es estable a la luz y a pH entre 5 y 9. Detectable con fluorímetro (longitud de onda de excitación de 530 nm y de emisión de 555 nm) hasta 0,005 y 0,02 ppb por cromatografía. Estos valores de longitud de onda permiten que se use junto con otros trazadores fluorescentes sin que exista interferencia en su detección.

La *piranina* (PIR; *CAS*: 63358-69-6) presenta elevada solubilidad en agua (178 g/l a 20ºC). En altas concentraciones muestra un color verde intenso. Sus propiedades fluorescentes son dependientes del pH y muestra absorción baja. A pesar de esto, es frecuente, aunque no siempre ocurre, que en ensayos con trazador en los que se ha utilizado piranina exista una recuperación de masa baja (Bäumle *et al.*, 2001, Goldscheider *et al.*, 2001, 2003). En el espectrofluorímetro muestra unas longitudes de onda de excitación y emisión de 455 y 510 nm, respectivamente.

El *Na-naftionato* (Na-ph; *CAS*: 130-13-2) tiene buena solubilidad en agua (240 g/l a 21ºC), con un color azulado violáceo en grandes concentraciones. Su intensidad de fluorescencia es aproximadamente 1/14 respecto a la de la uranina, con un coeficiente de pérdida fotolítica por la acción de la luz solar un 15 % superior a la piranina, lo que asegura su degradación total en pocos días. Una de sus ventajas es que no es fácilmente visible cuando la concentración está por debajo de 1000 mg/l. Además, puede ser usado junto con la uranina, eosina y rodaminas sin interferencias en las respectivas determinaciones (longitud de onda de excitación y emisión de 325 y 420 nm, respectivamente).

El *tinopal* (TIN; *CAS*: 27344-41-8) es el trazador con menor solubilidad en agua utilizado en este estudio (1,085 g/l a 20ºC), de modo que puede presentar problemas a la hora de la inyección. Muestra elevada sorción por arcillas. Sin embargo, forma parte de los trazadores artificiales seguros para su uso en aguas naturales (Licha *et al.*, 2013). No tiene efectos ecotoxicológicos (Smart, 1984; Behrens *et al.*, 2001), por lo que puede utilizarse en ensayos con trazador incluso en zonas de especial protección (Field, 2006). Otra de las ventajas de este trazador es que con notables concentraciones da lugar a una tenue coloración azul que no es visible al ojo humano, de manera que su uso está especialmente indicado en aquellas zonas donde se deba evitar la más mínima coloración del agua (Goldscheider *et al.*, 2003).

5.3. Características generales de los ensayos con trazadores artificiales. Condiciones hidrometeorológicas y protocolo de muestreo

Con el fin de determinar las conexiones hidrogeológicas entre los puntos de infiltración preferente situados sobre afloramientos carbonáticos y los manantiales existentes, así como delimitar las áreas de recarga y avanzar en el conocimiento de la dinámica de los flujos subterráneos, se llevaron a cabo 5 ensayos con trazadores artificiales (Tab. 5.2). Todos ellos han contado con el permiso pertinente de la administración pública. Parte de los resultados han sido ya descritos y comentados en algunos artículos (De la Torre *et al.*, 2016; Barberá *et al.*, 2017). En los siguientes apartados se presentan las características de estas pruebas, las condiciones hidrodinámicas en las que fueron efectuados, los registros obtenidos en los puntos de control, las conexiones hidráulicas deducidas y las divisorias hidrogeológicas establecidas. Finalmente, se ha realizado una modelización para deducir diferentes mecanismos de flujo en el sistema y obtener parámetros de transporte.

En la presente investigación se ha pretendido comprobar las conexiones hidrogeológicas a partir de una distribución espacial homogénea de los puntos de inyección, que comprende gran parte del sector oriental de la zona objeto de este estudio. Los puntos de inyección seleccionados son de distinta naturaleza (sumideros, colapsos, campos de lapiaz y cauces perdedores). Los cinco ensayos ejecutados se llevaron a cabo en diferentes contextos hidrodinámicos (Tab. 5.2). El primer y el tercer ensayo fueron realizados en condiciones de aguas altas, con precipitaciones acumuladas en tres días (el día previo, el de la prueba y el posterior) de 90 y 116 mm, respectivamente. Durante el cuarto ensayo se alcanzó un estado de aguas muy altas, con un valor de precipitación acumulada de 182 mm, mientras que para el segundo y quinto ocurrieron aguas intermedias, con 57 y 21 mm. Todas las inyecciones se llevaron a cabo en periodos de ascenso general de los niveles piezométricos, a excepción del ensayo nº 5, en el que la inyección tuvo lugar al final de un ciclo de aguas altas.

Los puntos de inyección se reconocieron previamente en campo y se corroboró su viabilidad para ello en eventos de recarga anteriores. Durante cada una de las pruebas, se registró la precipitación, con periodicidad horaria, en las distintas estaciones meteorológicas, aunque de cara a la representación de los datos de lluvia se muestran los registros pluviométricos procedentes de la estación de

Jarastepar (véase situación en Fig. 3.4). Al mismo tiempo se controlaron las respuestas hidrodinámicas de los manantiales de La Zúa, Huertos, Charco, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, estos dos últimos de manera conjunta.

La duración y periodicidad del muestreo se adaptaron a las condiciones hidrodinámicas registradas durante la realización de cada ensayo. Previamente a las inyecciones se tomaron muestras de agua en los principales manantiales para poder caracterizar la llegada inequívoca del trazador. De forma complementaria, en algunos ensayos se dispuso de equipos de registro continuo de la fluorescencia artificial en las aguas: un fluorímetro portátil GGUN-FL30, utilizado en numerosos ensayos por otros investigadores que han verificado su utilidad (Poulain *et al.*, 2017), y un automuestreador marca HACH, modelo sigma 900, con 24 botellas de 1 litro de capacidad. También se utilizaron fluocaptores de carbón activo para la eventual detección cualitativa de trazador, en los que se siguió el protocolo establecido por Antigüedad (1989-1990). En total, durante las 5 pruebas de trazado realizadas en esta investigación, se recogieron 1377 muestras de agua (superficial y subterránea) para el análisis de sustancias fluorescentes y se almacenaron 9370 datos del registro continuo a partir de los fluorímetros de campo.

Los análisis de los trazadores se llevaron a cabo en el laboratorio del CEHIUMA, mediante un espectrofluorímetro de la marca PERKIN ELMER®, modelo LS-55, durante las primeras 48 horas desde la toma de muestras. Los datos de intensidad de emisión de la fluorescencia obtenidos fueron transformados en valores de concentración de trazador a partir de las respectivas curvas de calibración, previamente realizadas con cada trazador y para cada ensayo.

5.4. Ensayos con trazadores y resultados hidrodinámicos

5.4.1. Ensayo nº 1 (01/11/2015)

La inyección de los trazadores artificiales en este primer ensayo se efectuó en dos puntos de infiltración situados en la sierra de Jarastepar (Fig. 5.1; Tab. 5.2). El punto de inyección 1, denominado PI-1 (Fig. 5.1), corresponde a un colapso en el interior de una dolina de disolución, situada a 1392 m s.n.m. El punto de inyección 2 (PI-2) consiste en un campo de lapiaz desarrollado sobre calizas jurásicas, a 1175 m s.n.m., hacia el que se dirigía agua de escorrentía (2-3 l/s) procedente de afloramientos de margas y margocalizas cretácicas adyacentes. Los

colorantes fluorescentes seleccionados en esta primera prueba fueron eosina y piranina. Se eligieron estas sustancias porque entre ellas no hay interferencia en sus respectivas longitudes de emisión máxima. Esto evita problemas de detección y de separación analítica ante una posible presencia de ambas sustancias en las muestras de agua.

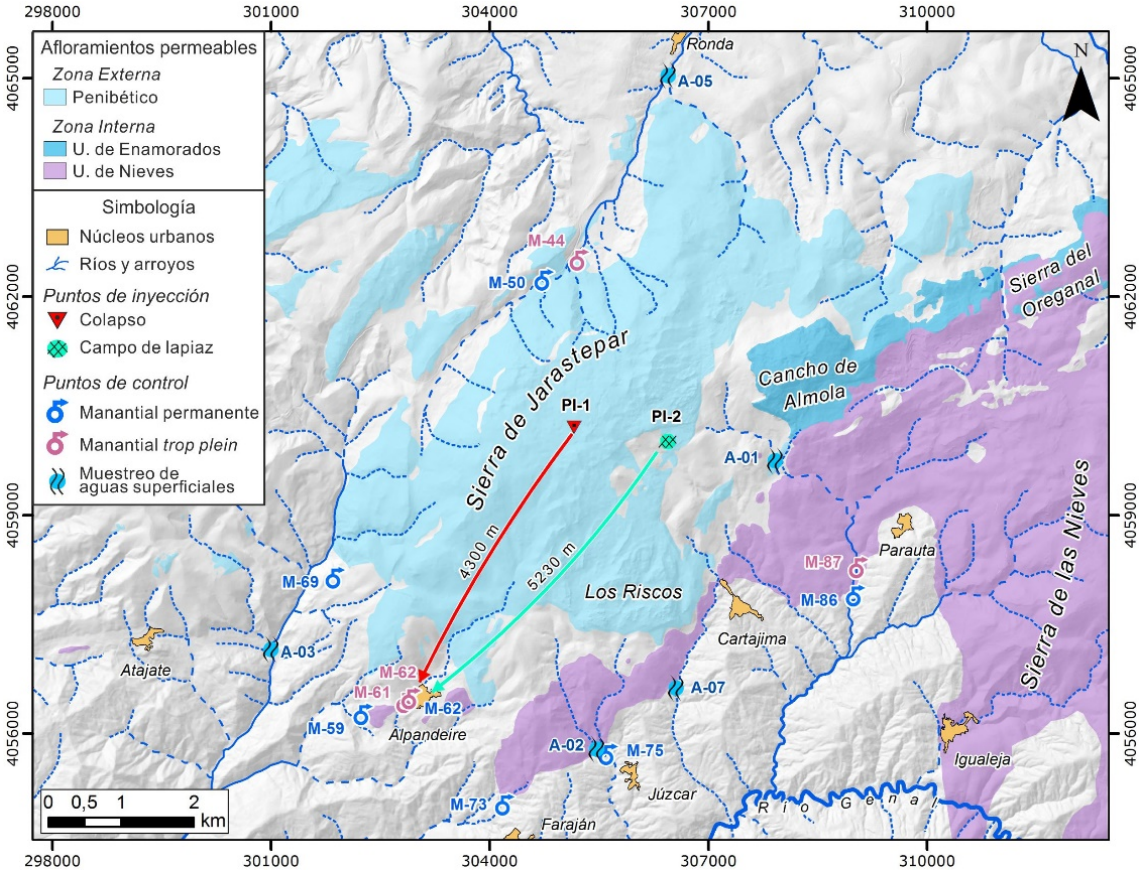


Figura 5.1. Situación de los puntos de inyección (PI-1: EOS; PI-2: PIR) y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir de los resultados del ensayo nº 1

El inicio de la prueba tuvo lugar el 1 de noviembre de 2015. Entre las 18:15 y las 18:45 horas se inyectó una masa de 1,5 kg de eosina en el punto PI-1 (Fig 5.2.A). El entorno del colapso fue adecuado mediante drenes radiales excavados en el suelo de la dolina, con objeto de concentrar los flujos superficiales convergentes hacia el punto PI-1. Además, para generar un volumen mayor de escorrentía, que facilitara la correcta inyección, se pusieron plásticos sobre los bordes del colapso. Por otra parte, entre las 19:15 y las 19:45 horas, se vertieron 1,5 kg de piranina en el punto PI-2 (Fig. 5.2.B), donde se infiltraba un caudal estimado de 2 a 3 l/s (Tab. 5.2).

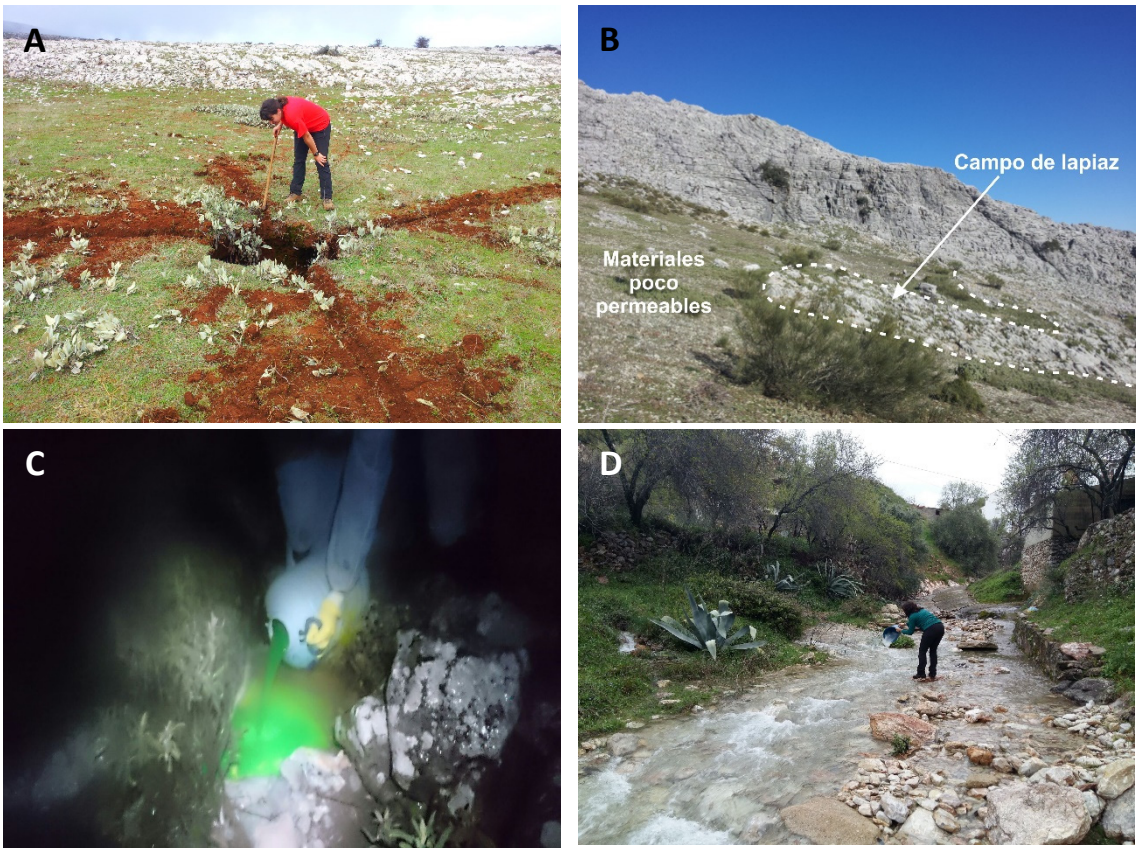


Figura 5.2. (A) Dolina que fue adecuada y colapso en su interior donde se inyectó la eosina (PI-1). (B) Campo de lapiaz en el que se inyectó la piranina (PI-2). (C) Inyección de PIR en PI-2. (D) Aforo químico (con NaCl) aguas debajo de *TP* Alfaguara [M-61]

La recogida de muestras de este primer ensayo comenzó el 1 de noviembre, a las 12:00 horas, en los manantiales localizados en la Zona Interna: Huertos [M-59], Charco [M-73] y La Zúa [M-75], así como en Pozancón [M-62]. A los puntos iniciales de muestreo se les añadieron las surgencias de *TP* Alfaguara [M-61] (desde las 6:00 horas del día 2 hasta las 19:00 del día 5) y *TP* Pozancón [M-62] (desde las 8:00 horas del día 3 hasta las 15:00 del día 4), mientras estuvieron drenando agua.

La periodicidad de muestreo fue horaria en los manantiales localizados en la Zona Externa [M-61 y M-62] y cada 12 horas en los ubicados en la Zona Interna [M-59, M-73, M-75, M-86 y M-87]. El muestreo rutinario concluyó el 5 de noviembre. En los puntos situados en la Zona Interna se continuó con un intervalo de muestreo de 15 días durante el resto del año hidrológico, así como el siguiente. Además, se recogieron muestras puntuales de otras surgencias y cauces con aguas superficiales que aparecen en la tabla 5.2 y figura 5.1. En conjunto, se recopilaron 261 muestras de agua, de las cuales 228 pertenecieron a aguas subterráneas y 33 a superficiales.

Puntos de inyección	Nº de ensayo	ENSAYO nº 1		ENSAYO nº 2			ENSAYO nº 3			ENSAYO nº 4			ENSAYO nº 5	
	Fecha	Noviembre 2015		Mayo 2016			Noviembre 2016			Marzo 2018			Marzo 2018	
	Cond. hidrodinámicas	Aguas altas		Aguas intermedias			Aguas altas			Aguas muy altas			Aguas intermedias	
	Pp acumulada (mm)[1]	90		57			116			208			21	
	Tipo de muestreo	Manual		Manual			Manual y automático			Manual y automático			Manual y automático	
	Instrumentación en campo	-		Fluorímetro			Automuestreador y fluorímetro			Automuestreador y fluorímetro			Automuestreador y fluorímetro	
	Puntos de inyección	PI-1	PI-2	PI-3	PI-4	PI-5	PI-6	PI-7	PI-8	PI-9	PI-10	PI-11		
	Tipo de punto	Colapso	Lapiaz	Sumidero	Sumidero	Colapso	Sondeo	Sumidero	Lapiaz	Cauce	Cauce	Sumidero		
	UTM X	305165	306460	308083	308256	306004	307594	310251	306316	306635	308586	311620		
	UTM Y	4060052	4059780	4062103	4061155	4057847	4058153	4061032	4057271	4057861	4059457	4059779		
	Altitud (m s.n.m.)	1392	1175	1107	1367	993	725[pp]	997	835	915	835	1055		
	Trazador (masa, kg)	EOS (1,5)	PIR (1,5)	URA (2,0)	SRB (2,0)	Na-ph (1,5)	TIN (2,0)	URA (1,5)	EOS (1,5)	AMG (1,5)	SRB (0,25)	PIR (0,5)		
	Fecha de inyección	01/11/2015	01/11/2015	11/05/2016	25/11/2016	25/11/2016	26/11/2016	02/03/2018	02/03/2018	02/03/2018	14/03/2018	15/03/2018		
	Hora de inyección	18:15	19:15	16:50	18:00	19:00	11:30	9:00	11:15	14:00	18:30	0:30		
	Caudal aprox. (l/s)	1	2-3	2-3	2-3	1	-	30	-	3-4	4-5	1-2		
	CE (µS/cm)	-	-	206	-	-	485	-	-	-	246	-		
	Temperatura (ºC)	-	-	5,2	-	-	14,8	-	-	-	-	-		
			Nº de muestras			Nº de muestras			Nº de muestras			Nº de muestras		
		Periodo	Manuales	Automáticas	Periodo	Manuales	Automáticas	Periodo	Manuales	Automáticas	Periodo	Manuales	Automáticas	
Puntos de control / Aguas subterráneas	*TP* Alfaguara M-61	02-05 nov	69	-	11-15 may	71	229*	26 nov-30 nov	75	-	02-07 mar	60	-	14 mar-21 mar 14 452*
	TP Pozancón M-62	03-04 nov	19	-	sin drenaje activo			26 nov-28 nov	50	-	02-05 mar	58	-	sin drenaje activo
	Pozancón M-62	01-06 nov	14	-	11-20 may	81	-	25 nov-29 nov	11	-	02-14 mar	8	24	14 mar-21 mar 14 -
	Huertos M-59	01-28 nov	22	-	11-20 may	16	-	25 nov-08 dic	28	-	02-14 mar	12	-	15 mar-21 mar 6 -
	Charco M-73	01-28 nov	21	-	11-20 may	16	-	25 nov-08 dic	28	-	02-14 mar	12	-	15 mar-21 mar 6 -
	La Zía M-75	01-28 nov	22	-	11-20 may	16	-	25 nov-08 dic	28	-	02-14 mar	8	40	15 mar-28 may 6 6712*
	Algoma M-86	02-05 nov	30	-	11-20 may	19	-	25 nov-07 dic	14	57/972*	02-14 mar	17	-	14 mar-21 mar 14 38
	TP Minilla M-87	02-05 nov	17	-	12-19 may	8	-	26 nov-07 dic	15	437*	02-14 mar	26	284*	14 mar-21 mar 8 284*
	La Seda M-34	-	-	-	13-15 may	7	-	26 nov-28 nov	5	-	-	-	-	- -
	Linarejos M-49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	02-07 mar	5	-	14 mar-21 mar 5 C activo
	TP La Puentezuela I M-44	02-05 nov	5	-	-	-	-	26 nov-28 nov	4	-	02-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 4 -
	La Arena M-50	02-05 nov	5	-	12-15 may	4	-	26 nov-28 nov	4	-	02-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 4 -
	Fte. de las Vasijas M-69	02-05 nov	4	-	12-15 may	3	-	26 nov-28 nov	4	-	-	-	-	- -
	Ayo. Culebras M-54	-	-	-	-	-	-	26 nov-28 nov	3	-	03-06 mar	4	-	- -
	Nac. Genal M-0A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14 mar-21 mar 7 -
	Sondeo S-05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	06-21 mar	15	-	- -
Puntos de control / Aguas superficiales	Ayo. Bolones A-01	01-05 nov	10	-	12-16 may	5	-	26 nov-28 nov	17	-	02-07 mar	4	-	- -
	Ayo. Majales A-02	01-05 nov	11	-	12-16 may	6	-	26 nov-28 nov	7	-	02-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 4 -
	Ayo. Andalaz A-03	02-05 nov	4	-	13-15 may	7	-	26 nov-29 nov	6	-	03-07 mar	3	-	15 mar-18 mar 2 -
	Ayo. la Sijuela A-04	-	-	-	-	-	-	26 nov-29 nov	4	-	03-06 mar	3	-	- - -
	Ayo. las Culebras II A-05	02-05 nov	4	-	13-15 may	3	-	26 nov-28 nov	3	-	-	-	-	- - -
	Ayo. la Higuera A-06	-	-	-	-	-	-	26 nov-29 nov	6	-	03-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 5 -
	Ayo. Blanco A-07	02-05 nov	4	-	12-15 may	3	-	26 nov-29 nov	6	-	03-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 4 -
	Ayo. la Zarza A-08	-	-	-	-	-	-	26 nov-29 nov	6	-	03-07 mar	4	-	15 mar-21 mar 4 -
	Ayo. Granados A-09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	03-06 mar	2	-	- - -

Tabla 5.2. Características generales de los ensayos con trazadores artificiales llevados a cabo en el marco de la presente investigación. [1], Pp acumulada se refiere a la sumatoria de la lluvia registrada entre el día anterior y el posterior a la inyección (3 días en total). *Datos continuos de los fluorímetros de campo. [pp], nivel piezométrico

5.4.2. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº1

En la semana del 1 al 7 de noviembre de 2015 se registró una precipitación total de 90 mm en la estación de Jarastepar (véase situación en la Fig. 3.4), con un valor de 32 mm el día de la inyección y 58 mm los dos días posteriores (Fig 5.3). En las jornadas siguientes no se registraron lluvias significativas; contrariamente a lo que ocurrió durante las semanas previas al ensayo, con un máximo de precipitación de 92 mm el 17 de octubre. Ello propició que la inyección de los trazadores se llevara a cabo en un contexto hidrodinámico general de aguas altas, con varias crecidas, como se observa en el hidrograma de *TP* Pozancón (Fig. 5.3).

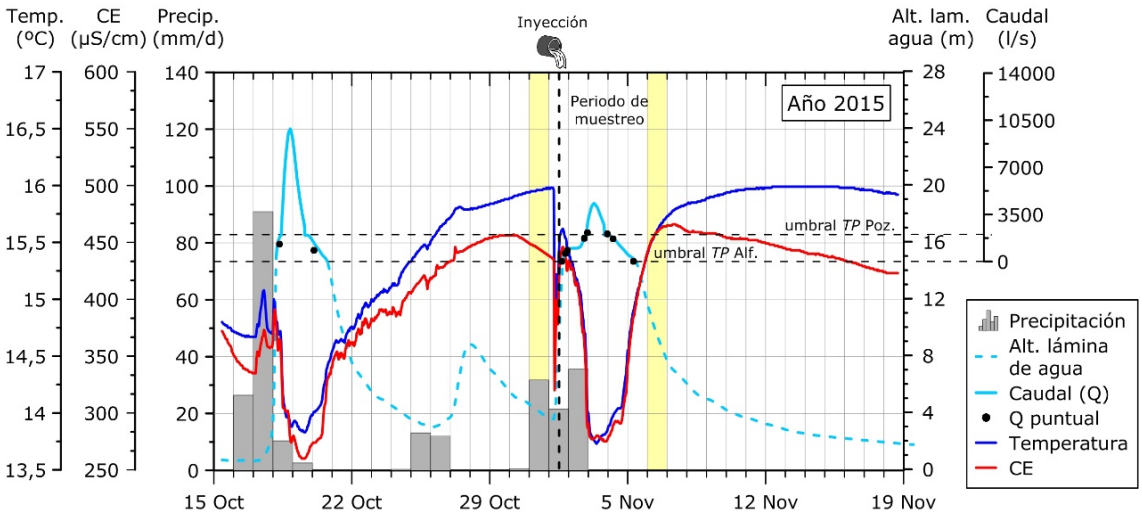


Figura 5.3. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia *TP* Alfaguara), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 15 de octubre al 19 de noviembre de 2015

Durante el periodo de control de este ensayo, los trazadores utilizados (*EOS* y *PIR*) se detectaron solo en los manantiales *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, exclusivamente cuando éstos estuvieron activos. Los valores de los parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo se recogen en la tabla 5.3 y en la figura 5.4. Los resultados obtenidos han sido previamente descritos y comentados en artículos científicos (De la Torre *et al.*, 2017; Barberá *et al.*, 2017).

La primera sustancia detectada fue piranina, en el manantial *TP* Alfaguara (40,5 h), seguida inmediatamente de eosina en el mismo punto (40,8 h). En la surgencia *TP* Pozancón se detectaron a ambas sustancias en igual orden y prácticamente equivalente desfase (44,8 y 45,8 h). Los valores máximos de concentración (3,76 µg/l *PIR* y 1,04 µg/l *EOS*) fueron alcanzados 48 (*PIR*) y 49

horas (*EOS*) después de las respectivas inyecciones (Tab. 5.3). La velocidad de flujo más rápida deducida de estos resultados varió entre 105 (*EOS*) y 129 metros/hora (*PIR*), con una velocidad modal comprendida entre 88 y 109 m/h. En cualquier caso, estas velocidades obtenidas son valores mínimos de velocidad, dado que cualquier desviación de un trayecto puramente lineal (sinuosidad) conduciría a valores superiores. Es más, en acuíferos kársticos de montaña, como los considerados en esta investigación, los espesores de la zona no saturada pueden ser de varios centenares de metros (expresado como diferencia de altitud entre los puntos de inyección y de control en la tabla 5.3), lo que conlleva la existencia de una componente de flujo vertical en el desplazamiento del trazador.

Parámetros	**Unidad**	**ENSAYO nº 1** Puntos de control				**ENSAYO nº 2** Puntos de control		**ENSAYO nº 3** Puntos de control		**ENSAYO nº 4** Puntos de control		**ENSAYO nº 5** Puntos de control		
		TP Alfaguara [M-61]		*TP* Pozancón [M-62]		*TP* Alfaguara [M-61]	*TP* Pozancón [M-62]	*TP* Alfaguara [M-61]	*TP* Pozancón [M-62]	*TP* Alfaguara [M-61]	*TP* Pozancón [M-62]	Algoma [M-86]	*TP* Minilla [M-87]	Nac. Genal [M-0A]
Trazador		EOS	PIR	EOS	PIR	URA	URA	SRB	SRB	URA	URA	SRB		PIR
Nº de *BTC*		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	-	11	-
Distancia punto inyección	*m*	4300	5230	4230	5155	7705	7635	7180	7110	8720	8650	1460	1005	3700
Diferencia altitudinal entre PI y P. control	*m*	734	517	728	511	449	443	709	703	339	333	193	155	355
Tiempo primera detección	*horas*	40,8	40,5	45,8	44,8	44,2	59,2	27,2	27,0	15,0	15,2	22,0	8,5	58,2
Tiempo de concentración máx.	*horas*	49,0	48,0	50,8	49,8	57,2	67,2	32,0	32,0	15,9	17,2	22,0	9,7	58,2
Máxima concentración	*µg/l*	1,04	3,76	1,04	3,71	9,98	1,10	2,19	2,11	3,98	3,94	0,30	1,51	13,38
Mayor velocidad de flujo	*m/h*	105	129	92	115	174	129	264	263	581	569	66	118	64
Velocidad modal (pico)	*m/h*	88	109	83	104	135	114	224	222	548	503	66	104	64
Caudal medio*	m^3/s	1,7				1,0		4,2		8,8		-	-	-
Tasa de restitución	%	14 (EOS)		72 (PIR)		31		23		44		-	-	-

Tabla 5.3. Características y parámetros hidráulicos deducidos a partir de los diferentes ensayos efectuados en el transcurso de la presente investigación. *Caudal medio obtenido a partir de la curva de gastos, considerando el drenaje conjunto de las surgencias *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón [M-61 y M-62]

En lo que respecta al manantial *TP* Pozancón, las concentraciones máximas de los dos trazadores fueron 1,04 µg/l (EOS) y 3,71 µg/l (PIR), similares a las registradas en la surgencia *TP* Alfaguara (Tab. 5.3), aunque tuvieron lugar aproximadamente 1-2 horas más tarde. En el punto *TP* Pozancón las concentraciones más elevadas de ambos trazadores ocurrieron dos horas después de registrarse el pico máximo de descarga del manantial, como refleja el hidrograma (Fig. 5.4), mientras que en la surgencia *TP* Alfaguara ocurrieron de manera prácticamente simultánea al caudal máximo. La velocidad modal de flujo (entre 83 y 104 m/h) es ligeramente inferior a la calculada en el manantial *TP* Alfaguara,

aunque ambas surgencias están separadas 80 m y corresponden a la misma zona de descarga.

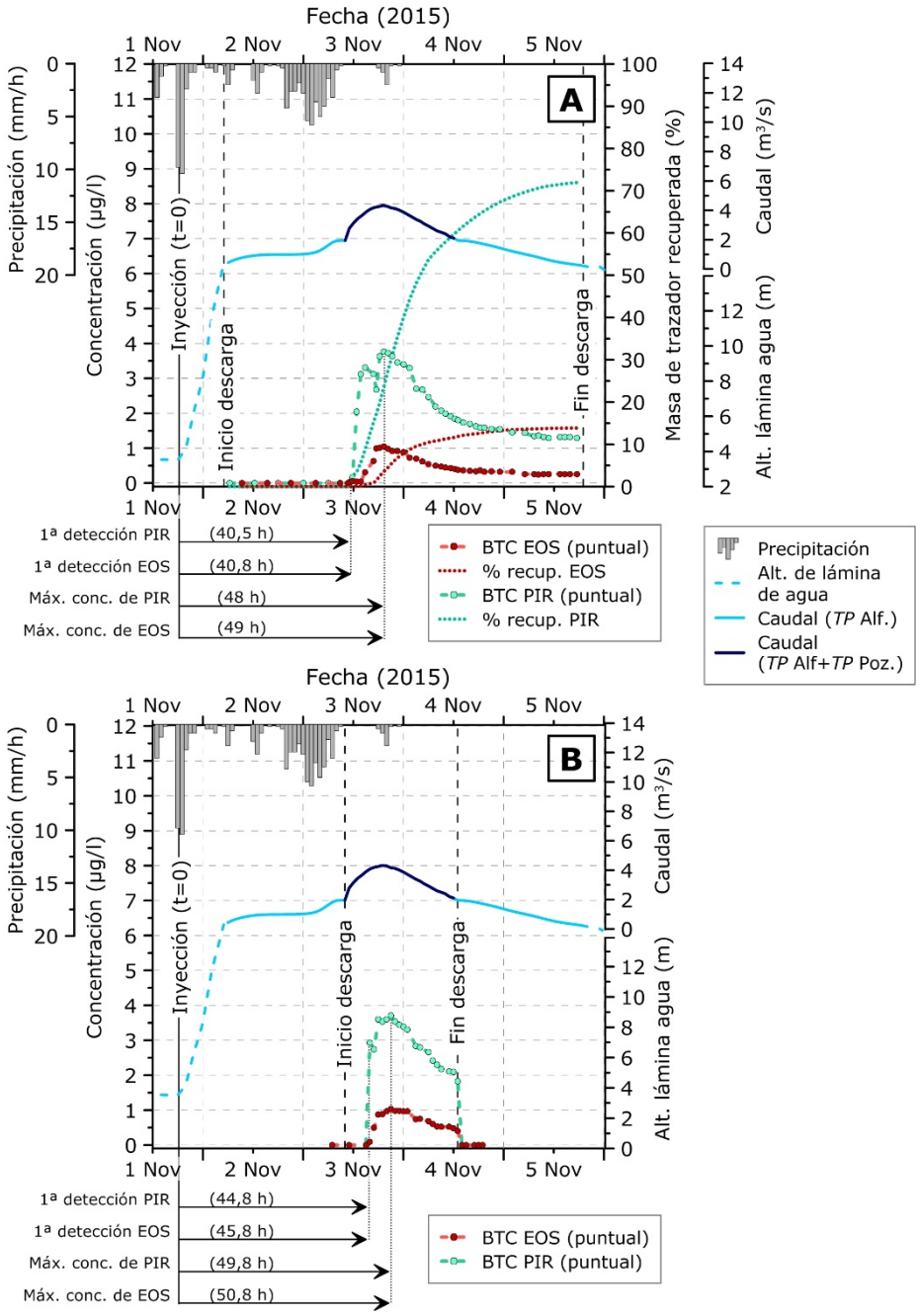


Figura 5.4. Curvas de concentración (BTC) de eosina (EOS) y piranina (PIR) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de cada trazador (A) durante el ensayo nº 1

Las tasas de recuperación de cada trazador han sido calculadas a partir de los valores de concentración obtenidos en el agua del manantial *TP* Alfaguara, ya que son prácticamente los mismos que los registrados en *TP* Pozancón, y de los caudales generados a partir de la curva de gastos establecida de manera conjunta

para ambas surgencias (Tab. 5.3; Fig. 5.4.A). Dicha tasa ha variado entre 14 % para la eosina y 72 % para la piranina (Tab. 5.3; Fig. 5.4.A).

5.4.3. Ensayo nº 2 (11/05/2016)

La inyección del trazador tuvo lugar en un sumidero que se encuentra en el borde NE de la uvala existente al N del Cancho de Almola, sobre calizas jurásicas y a cota 1107 m s.n.m. (Fig. 5.5; Fig 5.6.A y B). Se eligió como trazador artificial la uranina (*URA*), ya que su intensidad fluorescente haría que se pudiese detectar sin problema en las aguas de los manantiales a los que previsiblemente llegaría (situados a unos 8 km). Para garantizar la incorporación de la masa de trazador (2 kg) al flujo subterráneo se efectuó la inyección en el momento en que el caudal de infiltración en el sumidero era de 2 a 3 l/s. Esto ocurrió el 11 de mayo de 2016 a las 16:50 horas, durante 20 minutos.

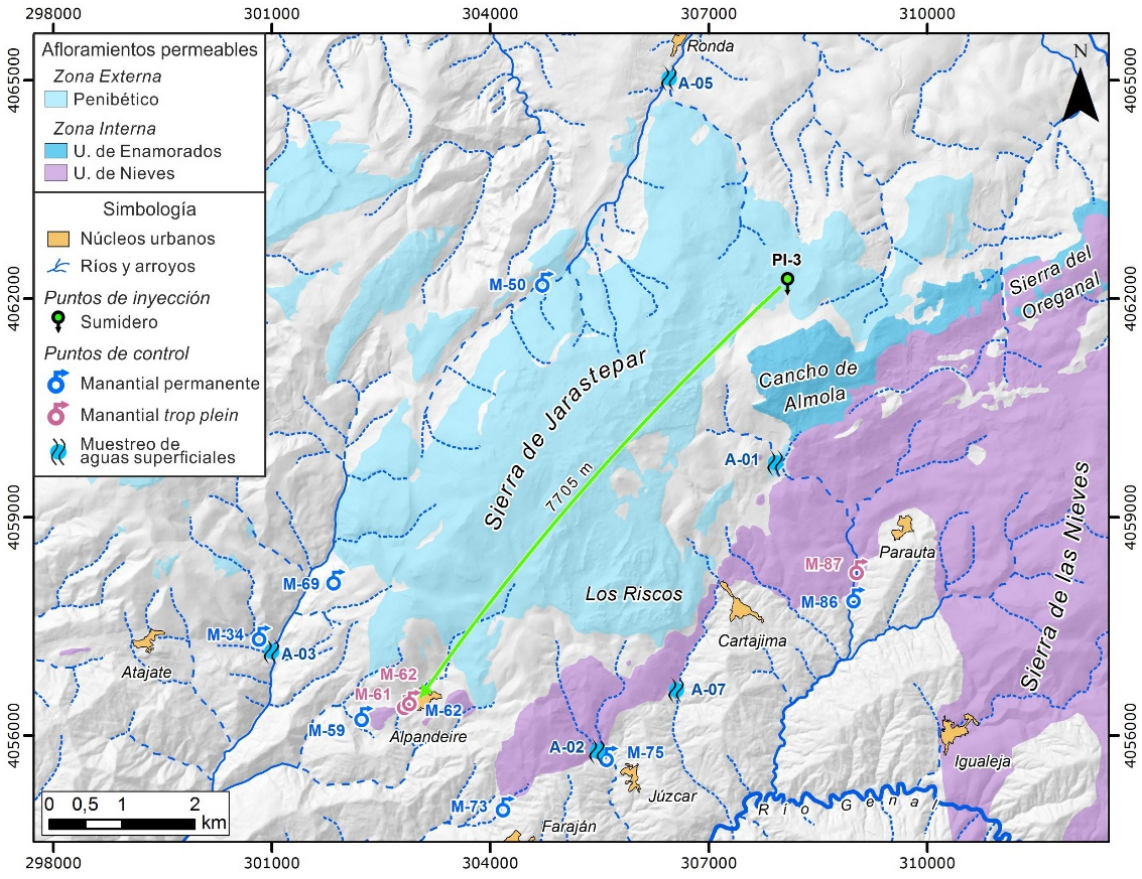


Figura 5.5. Situación del punto de inyección (PI-3: URA) y conexión hidrogeológica deducida a partir de los resultados del ensayo nº 2

En el mes de mayo se acumularon 144 mm hasta el día de la inyección, y en los dos días posteriores se contabilizaron otros 30 mm adicionales (Fig. 5.7). Sin

embargo, el estado de saturación del suelo en los momentos previos a las últimas precipitaciones era mínimo como consecuencia de la temperatura ambiente en esa época. La surgencia *TP* Alfaguara [M-61], en el momento de la inyección estaba drenando alrededor de 600 l/s, mientras que el manantial de Pozancón [M-62] permaneció inactivo (Fig. 5.6.C), aunque con ascensos del nivel piezométrico en la cavidad vertical donde emerge (Fig. 5.7).



Figura 5.6. (A) Vista panorámica desde el S de la uvala que tiene el sumidero donde se inyectó el trazador (URA) el 11 de mayo de 2016. (B) Inyección de URA en el sumidero PI-3. (C) Situación de máximo de nivel alcanzado en el manantial de Pozancón en el ensayo nº 2. (D) Instalación de fluorímetro de campo en la surgencia *TP* Alfaguara

La recogida de muestras de agua comenzó el 11/05/2016, a las 18:30 horas, y finalizó el 20/05/2016 a las 20:00 h. La periodicidad de muestreo fue horaria en las surgencias *TP* Alfaguara [M-61] y Pozancón [M-62], mientras la primera estuvo activa (hasta el 15/05/2016 a las 7:00 h), y diaria en los días posteriores en el manantial de Pozancón, hasta el 20/05/2016 (Tab. 5.2). Por su parte, en los manantiales ubicados en la Zona Interna se tomó una muestra al día, hasta el 20/05/2016. A partir de esa fecha se realizaron muestreos más dilatados en el tiempo (aproximadamente cada 2 semanas), los cuales se prolongaron durante ese año hidrológico y el siguiente.

Se recogieron 265 muestras de agua, de las cuales 241 fueron de aguas subterráneas y 24 de superficiales (Tab. 5.2). Como complemento del muestreo manual, en la surgencia *TP* Alfaguara se instaló un fluorímetro de campo GGUN-FL30 (Fig. 5.6.D), que permitió obtener un registro continuo (medida cada 10 minutos) de las concentraciones de trazador en el agua. En total, se almacenaron 229 datos que sirvieron para precisar el momento exacto en el que se produjo el pico máximo de intensidad de la uranina.

5.4.4. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 2

El ensayo con trazador se desarrolló en condiciones hidrodinámicas intermedias (Tab. 5.2) como puede observarse en el hidrograma de la surgencia *TP* Alfaguara (Fig. 5.7), único punto principal y de naturaleza *trop-plein* que tuvo drenaje activo. No obstante, las lluvias caídas horas antes de la inyección fueron suficientes para generar escorrentía superficial en el entorno de la uvala donde se realizó la inyección del trazador, lo que garantizó la infiltración de la uranina en el interior del acuífero.

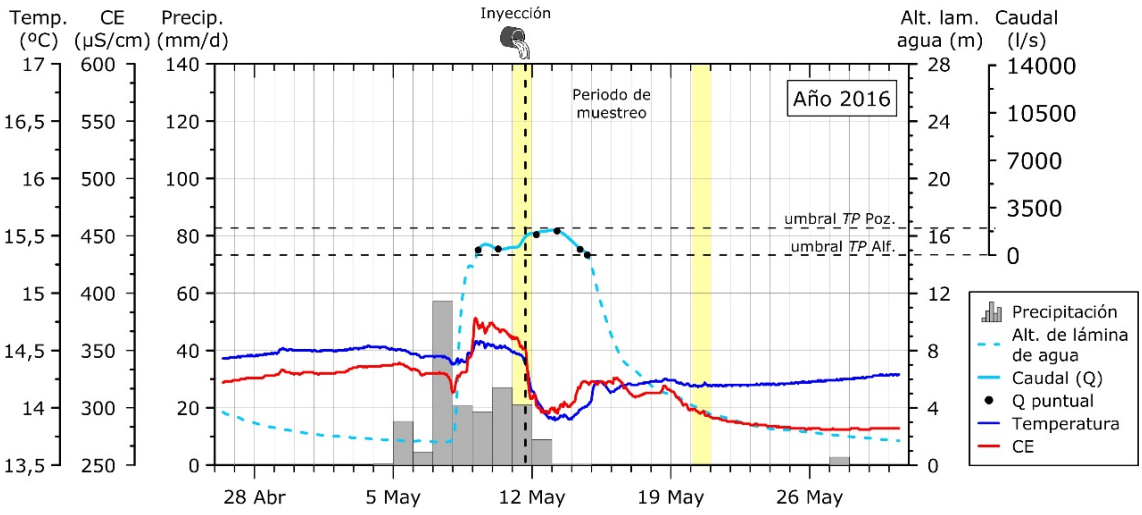


Figura 5.7. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 26 de abril al 31 de mayo de 2016

Los principales resultados deducidos a partir de este ensayo se recogen en la tabla 5.3 y en la figura 5.8. Solo se detectó uranina en los manantiales *TP* Alfaguara y Pozancón [M-61 y M-62] durante el periodo de control. Esta sustancia se detectó por primera vez en el agua drenada por la surgencia *TP* Alfaguara (44,2 h después

de la inyección). 15 Horas más tarde de esa detección (59,2 h) se identificó uranina en el agua del interior de la cavidad de Pozancón [M-62].

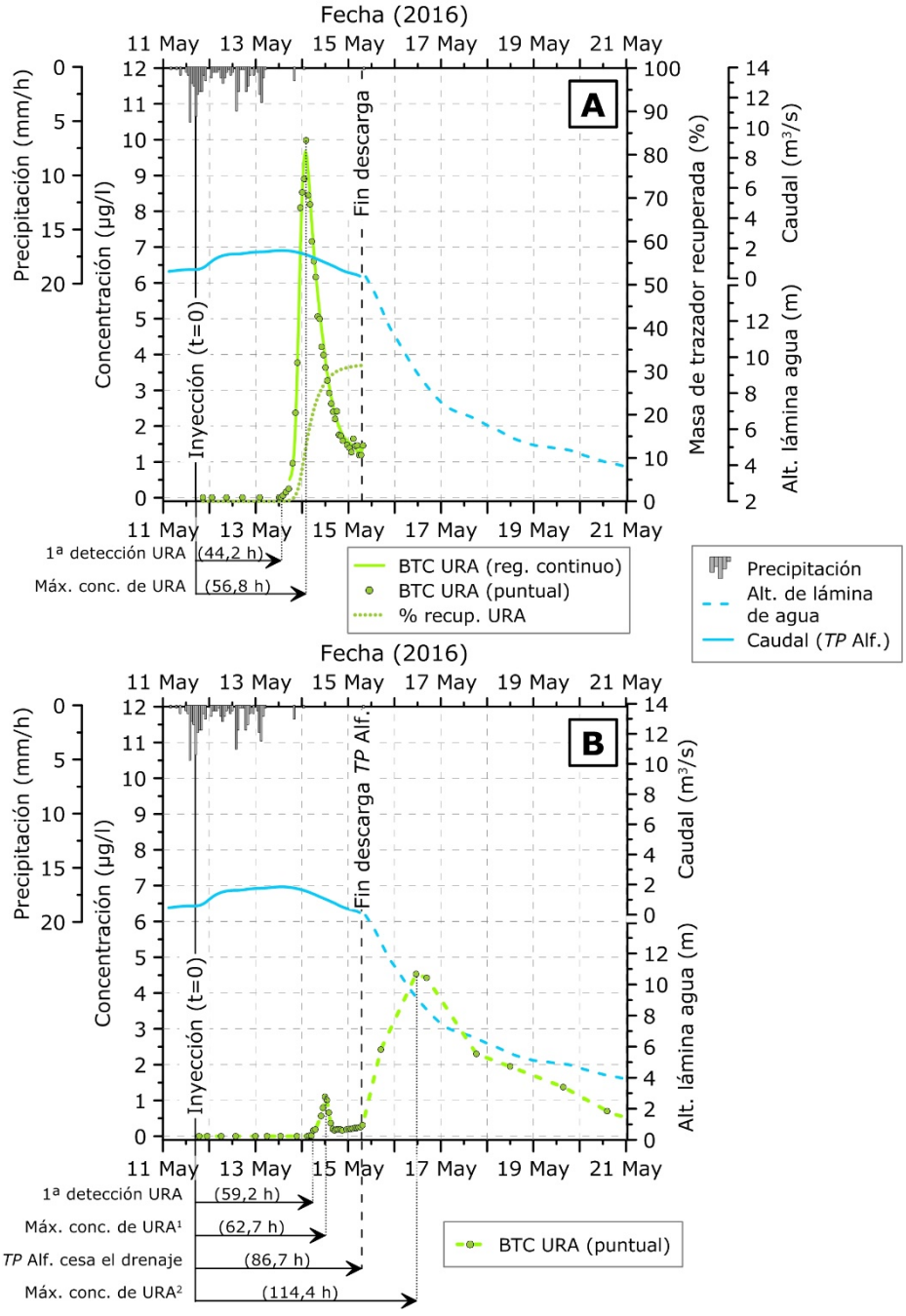


Figura 5.8. Curvas de concentración (BTC) de uranina (URA) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y Pozancón (B) y masa recuperada de trazador (A) durante el ensayo nº 2. ¹, máxima concentración de uranina registrada en Pozancón mientras la surgencia *TP* Alfaguara es surgente. ², máxima concentración de uranina registrada en Pozancón tras cesar el drenaje de *TP* Alfaguara

La concentración máxima de trazador (Tab. 5.3) fue determinada en la surgencia *TP* Alfaguara (9,98 µg/l), alcanzada 57,2 h tras la inyección (Fig. 5.8.A).

En el caso del manantial de Pozancón, se detectó un primer pico de concentración (1,10 µg/l) muy por debajo del registrado en la surgencia *TP* Alfaguara, 10 h después de este (al cabo de 67,2 h). Tras el cese del drenaje en *TP* Alfaguara se siguió muestreando el interior de la sima de Pozancón, donde se registró un aumento en la concentración de uranina hasta alcanzar un segundo pico (4,53 µg/l) 114,4 h después de la inyección del trazador en el PI-3. La presencia de trazador en el interior de Pozancón se extendió hasta el 18/07/2016, aunque con valores cada vez más bajos.

La velocidad máxima de flujo subterráneo calculada a partir de los resultados antes mencionados y para las condiciones hidrodinámicas de ensayo nº 2 fue 174 m/h, con una velocidad modal de 135 m/h (Tab. 5.3) en la surgencia *TP* Alfaguara. Estos valores son algo más bajos en el manantial de Pozancón: 129 y 114 m/h respectivamente. Para los cálculos de la velocidad, se ha considerado una trayectoria rectilínea seguida por el trazador, desde PI-3 hasta los puntos de descarga donde se detectó.

La tasa de recuperación de trazador ha sido calculada a partir de la conversión de los datos de altura de lámina de agua en caudal y de las concentraciones detectadas. Se estima una tasa de restitución del 31% (Tab. 5.3; Fig. 5.8.A).

5.4.5. Ensayo nº 3 (25/11/2016)

Los trazadores utilizados en el tercer ensayo fueron sulfo-rodamina B (*SRB*), Na-naftionato (*Na-ph*) y tinopal (*TIN*). Para su aplicación en el medio kárstico se escogieron, respectivamente, un sumidero desarrollado en el fondo de una dolina (PI-4), situada en la parte alta del Cancho de Almola (1362 m s.n.m.), sobre calizas jurásicas de la Unidad de Enamorados (Fig. 5.9; Fig. 5.10.A); un colapso localizado en las calizas jurásicas que afloran en el paraje de Los Riscos (PI-5) a 993 m s.n.m. (Fig. 5.9; Fig. 5.10.B); y un sondeo (PI-6) perforado en dolomías de la Unidad de Nieves, con el nivel piezométrico a 725 m s.n.m. (Fig. 5.9; Fig. 5.10.C).

El 25 de noviembre de 2016, a las 18:00 horas, se efectuó la inyección de 2 kg de sulfo-rodamina B en el punto PI-4, y más tarde, a las 19:00 horas, 1,5 kg de Na-naftionato en el PI-5. En ambos casos se aprovechó la existencia de agua de escorrentía que se infiltraba en los sumideros (Fig. 5.10.A y B). Por su parte, el tinopal (2 kg) se vertió en el sondeo S-09 (PI-6) el día 26 de noviembre de 2016 a

las 11:30 horas (Fig. 5.10.C). Para ello se usó una manguera de 28 m con el objetivo de incorporar el trazador directamente al nivel piezométrico, que en ese momento se encontraba a 27 m de profundidad. Para garantizar la evacuación del trazador en el sondeo se añadió una cuba de 2 m^3 de agua en la perforación, tras la inyección.

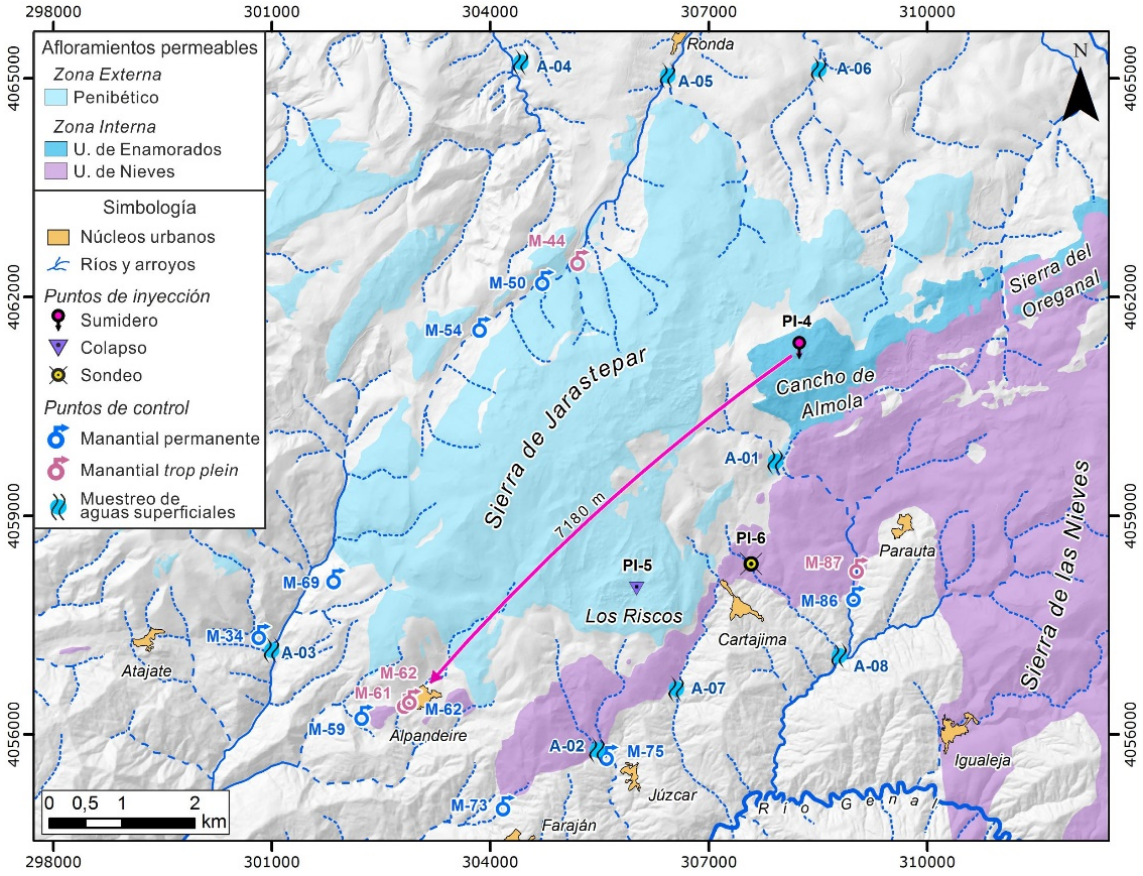


Figura 5.9. Situación de los puntos de inyección (PI-4: URA; PI-5: Na-ph; PI-6: TIN) y conexión hidrogeológica probada a partir del ensayo con trazador nº 3

En el manantial de Algoma, dadas las dificultades de acceso, se instaló un automuestreador para que tomase una muestra cada dos horas durante 5 días. A su vez, se colocó un espectrofluorímetro de campo GGUN-FL30 en la surgencia *TP* Minilla (Fig. 5.10.E). Cuando dicho manantial se quedó seco, tres días más tarde, el equipo se trasladó a la surgencia de Algoma (Fig. 5.10.F), donde estuvo registrando una semana. De la misma manera que en ensayos anteriores, se continuaron tomando muestras para detectar trazadores a lo largo de los años hidrológicos 2016/17 y 2017/18 (Tab. 5.2). En conjunto, se recogieron 381 muestras de agua, de las cuales 326 pertenecieron a aguas subterráneas y 55 a superficiales, y 1409 datos del registro continuo del espectrofluorímetro de campo (Tab. 5.2).



Figura 5.10. (A) Inyección de SRB en un sumidero kárstico (PI-4). (B) Colapso en el paraje de Los Riscos donde tuvo lugar la inyección de Na-ph (PI-5). (C) Inyección de TIN en el sondeo S-09 (PI-6). (D) Automuestreador instalado en el manantial de Algoma [M-86]. (E) Espectrofluorímetro de campo (GGUN-FL30) colocado en la surgencia *TP* Minilla [M-87]. (F) Espectrofluorímetro de campo (GGUN-FL30) instalado en el manantial de Algoma [M-86]

5.4.6. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 3

Durante el muestreo principal del ensayo nº 3 se registró una precipitación total de 205 mm en la zona de estudio, con un valor de 47 mm el día de la inyección y 158 mm en los diez siguientes. La semana previa al ensayo se produjeron lluvias (120 mm) que dieron lugar a recarga, e incluso la surgencia *TP* Alfaguara se activó

durante aproximadamente 3 días (Fig. 5.11). Así, en el momento de la inyección, el suelo se encontraba prácticamente saturado en agua y el acuífero en condiciones hidrodinámicas intermedias, que pasaron a altas con las lluvias de los días 25 y 26 de noviembre.

Los resultados obtenidos se encuentran resumidos en la tabla 5.3. La conexión hidráulica deducida a partir del ensayo se observa en la figura 5.9. Solo se detectó sulfo-rodamina B en las aguas de las surgencias *TP* Alfaguara [M-61] y *TP* Pozancón [M-62] (Fig. 5.12.A y B). Las muestras tomadas en el manantial de Pozancón tras dejar de ser activo (*TP* Pozancón) tuvieron una concentración muy baja de trazador (Fig. 5.12.B). El Na-naftionato y el tinopal no fueron detectados en los puntos de control, tanto de aguas subterráneas como superficiales (Tab. 5.2).

La primera detección de sulfo-rodamina B fue simultánea en los dos manantiales de tipo *trop-plein*: *TP* Pozancón (27 h) y *TP* Alfaguara (27,2 h). Los valores de máxima concentración en ambas surgencias (2,11 y 2,19 µg/l) se registraron 32 h después de la inyección. La velocidad de flujo más rápida deducida de estos resultados varió entre 263 y 264 m/h, con una velocidad modal comprendida entre 222 y 224 m/h.

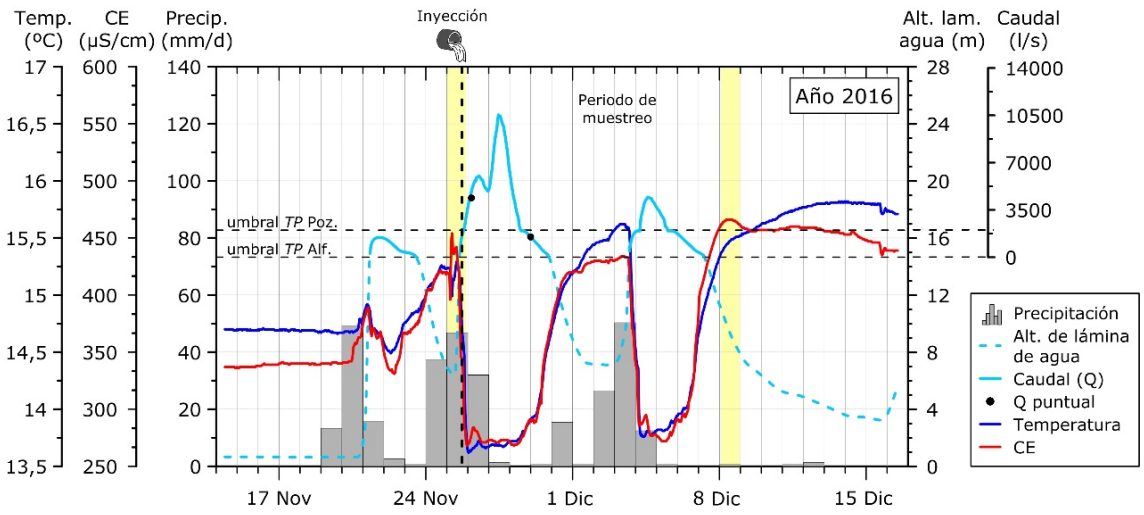


Figura 5.11. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62] desde el 14 de noviembre al 16 de diciembre de 2016

En el registro de la concentración de sulfo-rodamina en el manantial *TP* Alfaguara (Fig. 5.12.A) se observa un segundo pico de esta sustancia, aunque de menor valor (0,27 µg/l), que coincide con el máximo caudal drenado de manera

conjunta por *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón durante este ensayo. La tasa de recuperación calculada para la sulfo-rodamina B fue del 23 % (Tab. 5.3; Fig. 5.12.A).

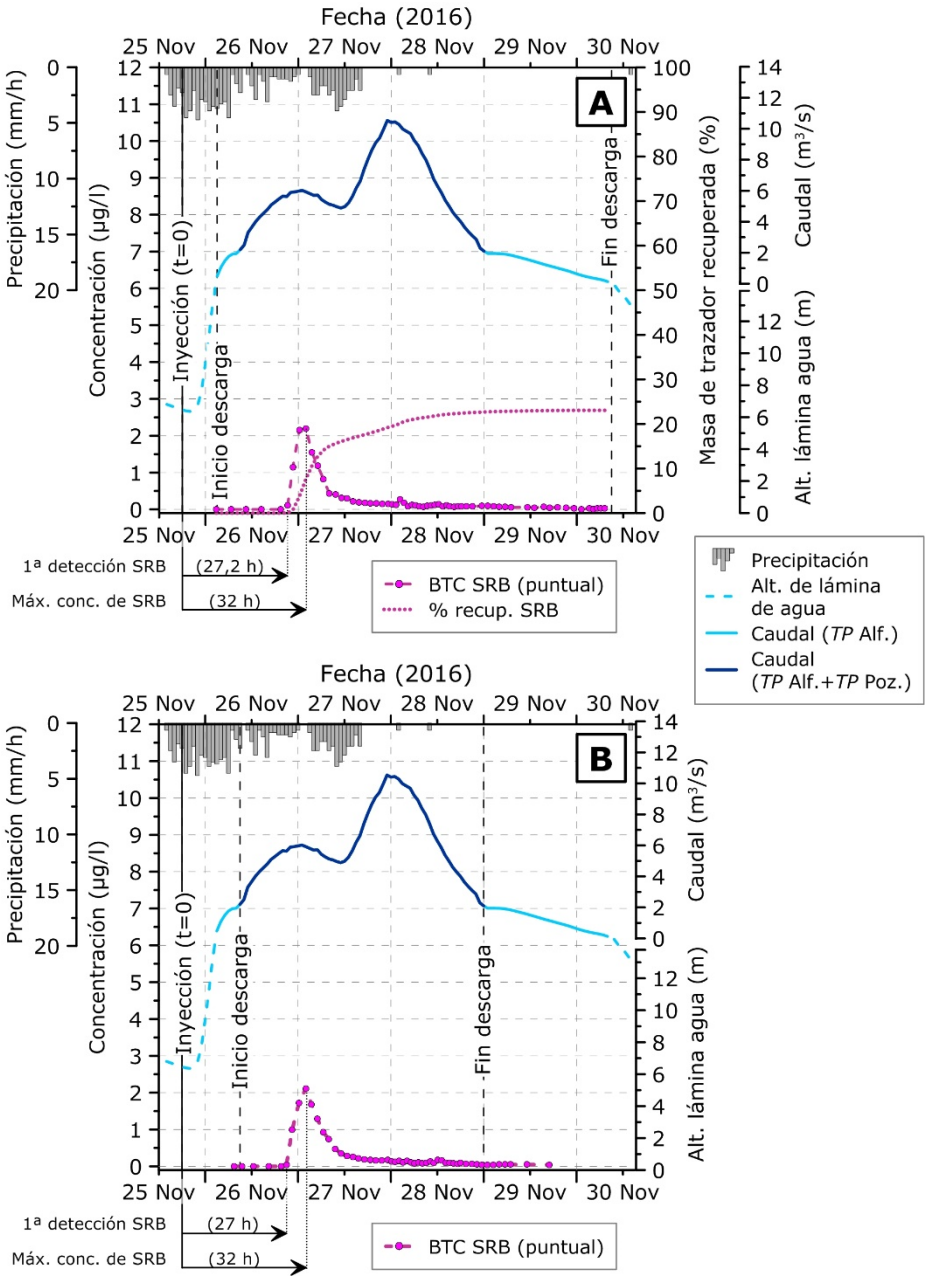


Figura 5.12. Curvas de concentración (BTC) de sulfo-rodamina (SRB) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de trazador durante el ensayo nº 3

5.4.7. Ensayo nº 4 (02/03/2018)

En el ensayo nº 4 se procedió a la inyección de tres sustancias fluorescentes diferentes: uranina (*URA*), eosina (*EOS*) y amino-rodamina G (*AMG*). Para ello, se seleccionaron varios puntos localizados cerca del contacto tectónico entre la Zona

Interna y la Zona Externa: un sumidero kárstico (PI-7) situado en la cantera de áridos situada en el extremo NE del ámbito de estudio (997 m s.n.m.), sobre la Dolomía Principal de la Unidad de Nieves (Fig. 5.13; Fig. 5.14.A); un campo de lapiaz (PI-8) desarrollado en el extremo S del paraje de Los Riscos, a 835 m s.n.m. (Fig. 5.14.B); y un cauce perdedor (PI-9) que se encuentra 800 m al NO de Cartajima, a la cota 915 m s.n.m. (Fig. 5.14.C). Los dos últimos puntos de inyección están situados sobre calizas jurásicas de la Zona Externa. La elección de los puntos de inyección de esta prueba se basó en los resultados obtenidos en los ensayos previos, con objeto de acotar el límite meridional del área de estudio. Concretamente, la inyección en PI-8 y PI-9 se llevó a cabo para constatar si se detectaban los trazadores en los manantiales ubicados en la Zona Interna, en los cuales no se habían detectado los inyectados en ensayos previos.

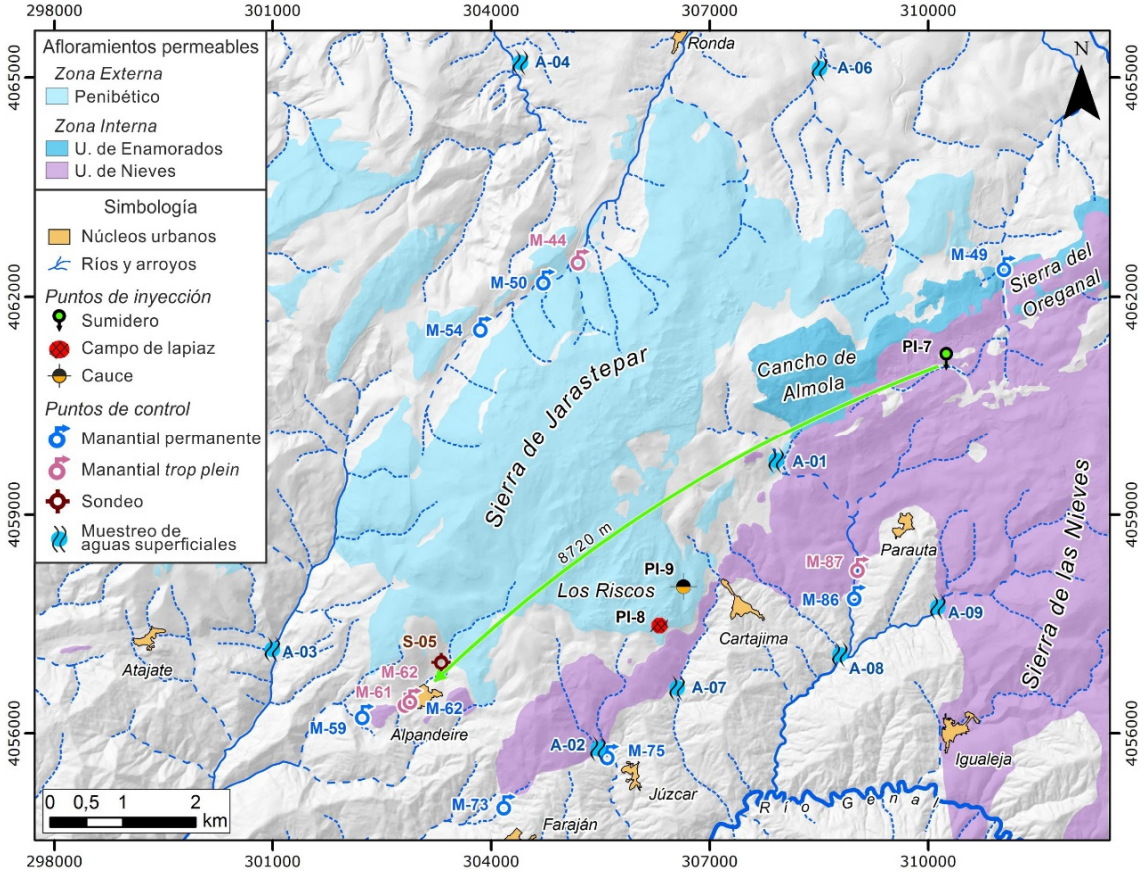


Figura 5.13. Situación de los puntos de inyección (PI-7: URA; PI-8: EOS; PI-9: AMG) y conexión hidrogeológica deducida a partir de los resultados del ensayo nº 4

La prueba de trazado tuvo lugar coincidiendo con un evento pluviométrico significativo ocurrido el 2 de marzo de 2018. Ello permitió la generación de escorrentía suficiente como para que se activara el sumidero PI-7 y se produjese infiltración en los puntos PI-8 y PI-9. A las 9:00 horas se vertió 1,5 kg de uranina

en el sumidero PI-7; a las 11:15 h, 1,5 kg de eosina en el PI-8 y a las 14:00 horas, 1,5 kg de amino-rodamina G en el PI-9 (Tab. 5.2; Fig. 5.13; Fig. 5.14).

En el sumidero PI-7 se estimó un caudal de infiltración de 30 l/s (Fig. 5.14.A), mientras que en el campo de lapiaz, PI-8 (Fig. 5.14.B), fue necesario el uso de algunas decenas de m^2 de plástico para conseguir un volumen de agua mínimo para la inyección. En el cauce PI-9 se generó una escorrentía superficial de 3 a 4 l/s que se infiltraba de manera difusa (Fig. 5.14.C) en un tramo de unos 100 m.



Figura 5.14. (A) Inyección de URA en un sumidero kárstico (PI-7). (B) Campo de lapiaz donde tuvo lugar la inyección de EOS (PI-8). (C) Inyección de AMG en un tramo perdedor del barranco inmediatamente al E del paraje de Los Riscos (PI-9). (D) Surgencia de *TP* Pozancón (05/03/2018)

La recogida de muestras se inició el 2 de marzo de 2018 a las 8:00 horas en los manantiales de la Zona Externa, en *TP* Alfaguara [M-61] y *TP* Pozancón [M-62] (Fig. 5.14. D), que se encontraban activos en ese momento. A estos puntos se añadieron los ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa; M-59, M-73 y M-75), cuyo muestreo comenzó a las 12:00 horas del mismo día. La periodicidad fue horaria en las principales surgencias localizadas en la Zona Externa y cada 8 horas en las ubicadas en la Zona Interna. Además, se instaló un espectrofluorímetro

de campo en la surgencia *TP* Minilla [M-87] que estuvo operativo con medidas cada 10 minutos desde el 02/03/2018 hasta el 14/03/2018.

Posteriormente, se espació el muestreo (cada 4 horas) en los manantiales ubicados en la Zona Externa y se complementó con la instalación de un automuestreador en Pozancón. En las principales surgencias localizadas en la Zona Interna se pasó a tomar muestras con periodicidad diaria a excepción de La Zúa [M-75], donde se instaló otro automuestreador con intervalo de muestreo cada 4 horas. Esta segunda etapa finalizó el 14/03/2018. De forma adicional, se muestreó diariamente (desde el 06/03/2018 al 21/03/2018) el sondeo S-05. No obstante, igual que en ensayos anteriores, se continuó con el análisis de trazadores en las aguas de los principales manantiales situados en la Zona Interna hasta noviembre de 2018; en este caso con periodicidad mensual.

5.4.8. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 4

En los días previos a la realización del ensayo nº 4 (28 de febrero y 1 de marzo de 2018) se acumuló un total de 110 mm de precipitación en la estación de Jarastepar, lo que favoreció un ascenso de la lámina de agua en el manantial de Pozancón [M-62] (Fig. 5.15).

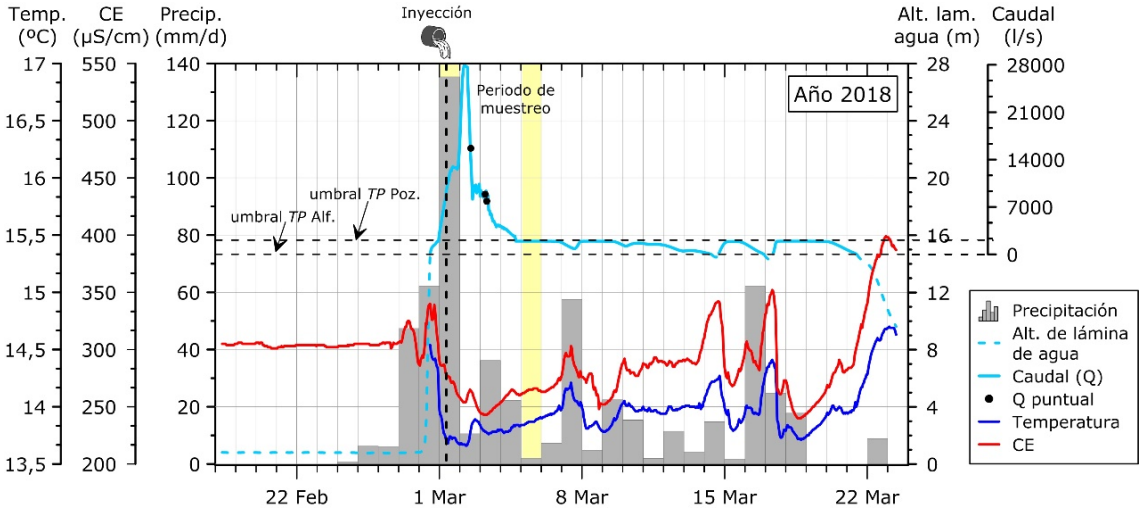


Figura 5.15. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62] desde el 18 de febrero al 24 de marzo de 2018

El día de la inyección (2 de marzo de 2018) se registraron 135 mm en 17 horas, lo que provocó la rápida generación de escorrentía. En algunos casos, estos flujos superficiales ayudaron a la infiltración directa del trazador, como en la

inyección en PI-7. Sin embargo, en el PI-9 hubo que esperar a que la escorrentía en el cauce disminuyera para verter el trazador. En los días posteriores a la inyección (hasta el 19 de marzo) se registró una precipitación total de 317 mm (Fig. 5.15).

De las tres sustancias fluorescentes utilizadas, solo la uranina fue detectada en las aguas de las surgencias *TP* Alfaguara [M-61], *TP* Pozancón [M-62] y en el sondeo S-05, localizados en la Zona Externa (Fig. 5.13; Fig. 5.16). Al igual que en el ensayo nº 3, tras cesar el drenaje en *TP* Pozancón, las muestras recogidas en el interior de la cavidad en la que emerge el manantial mostraron una concentración de uranina muy baja (Fig. 5.16.B). No se detectaron los otros dos trazadores (eosina o amino-rodamina G) en los puntos de control establecidos durante el periodo de muestreo (Tab. 5.2), ni en el transcurso de los meses posteriores.

Los resultados hidrodinámicos obtenidos a partir de este ensayo de trazadores se sintetizan en la tabla 5.3. La uranina se detectó de manera simultánea en las surgencias *TP* Alfaguara [M-61] y *TP* Pozancón [M-62], 15 horas después de la inyección (Fig. 5.16.A y B). Las máximas concentraciones de este trazador (3,98 y 3,94 µg/l) se registraron alrededor de una hora más tarde en el manantial *TP* Alfaguara y dos en *TP* Pozancón (15,9 y 17,2 horas), casi 9 horas después del máximo caudal en esta zona de descarga. Las concentraciones de trazador detectadas en el sondeo S-05 fueron prácticamente las mismas que el los manantiales mencionados. Las velocidades de flujo subterráneo deducidas en este ensayo fueron 581 m/h para la conexión entre el punto PI-7 y el manantial M-61, y de 569 m/h en el caso de PI-7 y el manantial M-62; las mayores (con diferencia) calculadas en el área de estudio. Los valores modales de velocidad de flujo fueron 548 y 503 m/h, respectivamente. Como ya se comentó en el ensayo nº 1, estas velocidades son, en todo caso, valores mínimos de velocidad, ya que la sinuosidad del sistema de drenaje subterráneo lleva asociado un retardo de las velocidades reales de flujo, mayor cuanto más compleja sea la geometría de la red kárstica.

La tasa de recuperación de la uranina del 44 % (Fig. 5.16.A), calculada a partir de su determinación en *TP* Alfaguara [M-61], fue la segunda mayor obtenida en los ensayos con trazador realizados en el marco de esta investigación.

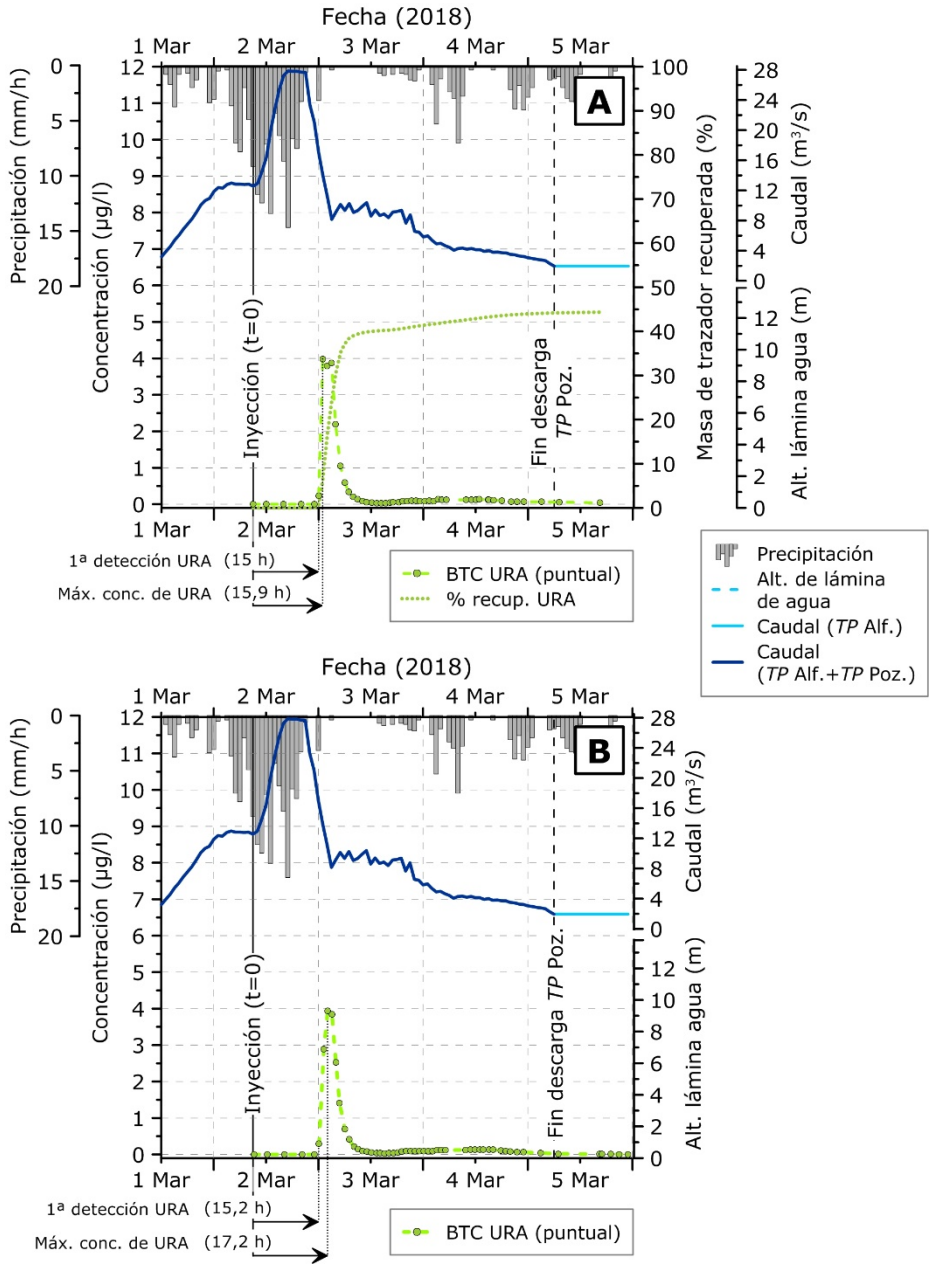


Figura 5.16. Curvas de concentración (BTC) de uranina (URA) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de trazador durante el ensayo nº 4

5.4.9. Ensayo nº 5 (14-15/03/2018)

La realización de esta última prueba de trazado se planteó como complemento de la anterior (nº 4). El objetivo principal era definir el límite hidrogeológico oriental del área de estudio. Por dicho motivo, este último tiene un carácter más cualitativo que los anteriores.

La inyección de trazadores tuvo lugar en el sector de Parauta y en la Sierra de las Nieves. Consistió en dos inyecciones (Tab. 5.2; Fig. 5.17) en los puntos PI-10

(835 m s.n.m.), en un tramo perdedor del arroyo Bolones (Fig. 5.18.A), localizado al S del Cancho de Almola, sobre la Dolomía Principal (Fig. 5.18.B) y PI-11 (1055 m s.n.m.), correspondiente a un sumidero ubicado en el borde O de la Sierra de las Nieves, también en dolomías triásicas de la Unidad de Nieves (Fig. 5.18.C). Los trazadores utilizados fueron sulfo-rodamina B (*SRB*) y piranina (*PIR*), respectivamente.

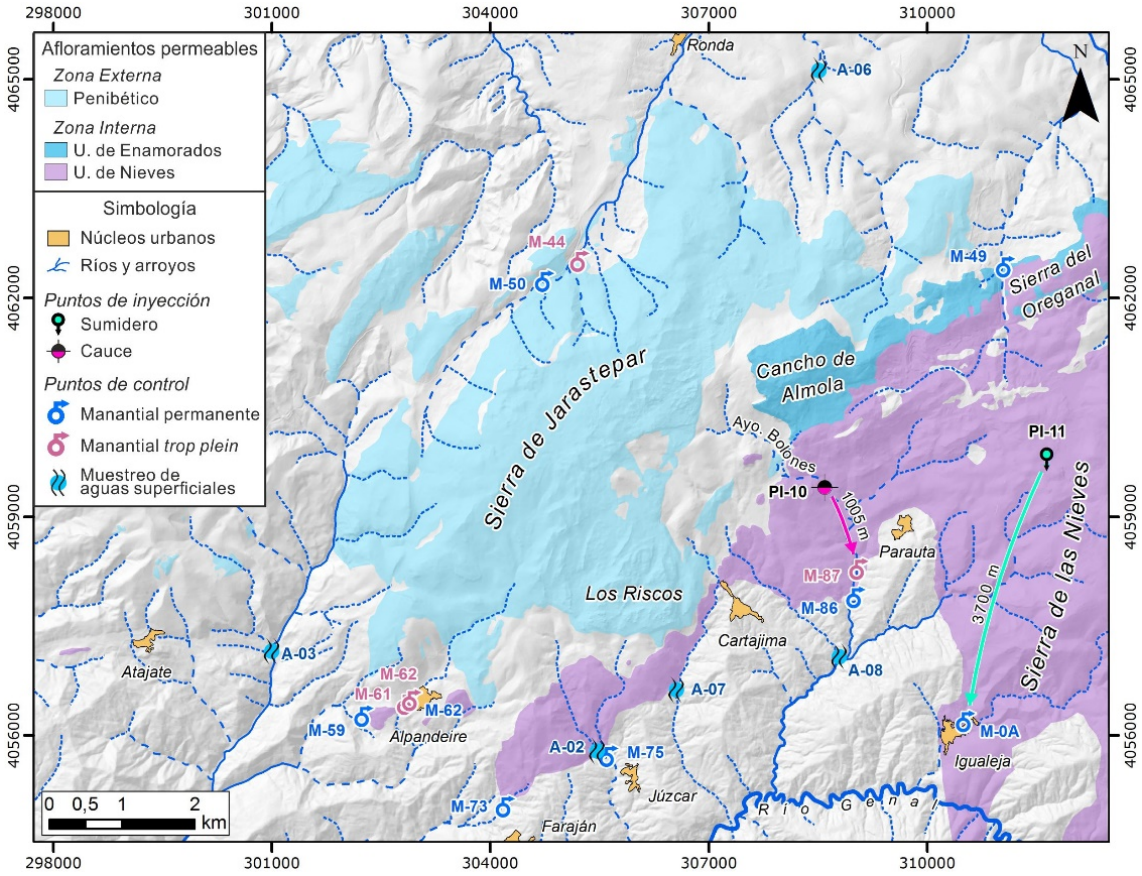


Figura 5.17. Situación de los puntos de inyección (PI-10: SRB; PI-11: PIR) y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir de los resultados del ensayo nº 5

El 14 de marzo de 2018 a las 18:30 horas se vertió 0,25 kg de sulfo-rodamina B en un tramo del cauce (PI-10) en el que se estaba infiltrando el agua en ese momento (Fig. 5.17; Fig. 5.18.B), con un caudal aproximado de 4 a 5 l/s. En el punto PI-11 se inyectó 0,5 kg de piranina (Fig. 5.17; Fig. 5.18.C) el día 15 de marzo de 2018, a las 00:30 horas, aprovechando que el sumidero estaba activo como consecuencia de las precipitaciones, con una caudal de entrada aproximado de 1 a 2 l/s.

La recogida de muestras comenzó el 14 de marzo de 2018 a las 16:00 horas y finalizó el 21 de marzo de 2018 a las 18:00 horas. La periodicidad fue diaria. Como

complemento del muestreo manual, se instalaron sendos espectrofluorímetros de campo (GGUN-FL30) en el manantial *TP* Alfaguara [M-61] y en *TP* Minilla [M-87], para el control en continuo de la concentración de los trazadores artificiales. Los equipos estuvieron puestos durante los tres días siguientes a la inyección de la sulfo-rodamina B. Posteriormente, el equipo de *TP* Minilla se trasladó al manantial de La Zúa [M-75] y permaneció allí 70 días (registrando cada 15 minutos hasta el 28 de mayo de 2018). En la surgencia de Algoma [M-87] se colocó un automuestreador programado para recoger una muestra cada dos horas. Además, a las 17:00 del 14 de marzo se puso una pequeña bolsa de tela con 40 g de carbón activo en el punto de descarga de Linarejos [M-49] (Fig. 5.18.D), y se retiró el 21 de marzo de 2018. El resumen de todos los puntos controlados durante este ensayo se muestra en la tabla 5.2. En total, durante el ensayo nº 5, se recogieron 145 muestras de agua, de las cuales 126 correspondieron a aguas subterráneas y 19 a superficiales. Los equipos de registro continuo almacenaron 7448 datos.



Figura 5.18. (A) Parte alta del arroyo Bolones, en un tramo sobre calizas jurásicas del Penibético, aguas arriba del punto de inyección, momentos antes del vertido de sulfo-rodamina B (SRB) en el ensayo nº 5. (B) Tramo de cauce perdedor del arroyo Bolones (PI-10) donde se inyectó SRB el 14/03/2018. (C) Sumidero kárstico activo (PI-11) en el que tuvo lugar la inyección de la piranina (PIR) el 15/03/2018. (D) Manantial de Linarejos [M-49] donde se colocó el fluocaptor de carbón activo

5.4.10. Resultados hidrodinámicos del ensayo nº 5

El ensayo de trazadores nº 5 (14 y 15 de marzo de 2018) se desarrolló en un contexto de condiciones hidrodinámicas intermedias (Fig. 5.19), posterior al de muy altas en las que tuvo lugar el ensayo nº 4 (2 de marzo de 2018). La semana previa al ensayo se registró una precipitación de 120 mm sobre los macizos en cuestión, de manera que no se necesitaron lluvias abundantes para la activación del sumidero PI-11, ya que el suelo se encontraba con un elevado contenido en agua. El día 15 de marzo se registró una precipitación de 15 mm (Fig. 5.19) que garantizó la infiltración de los trazadores en el acuífero.

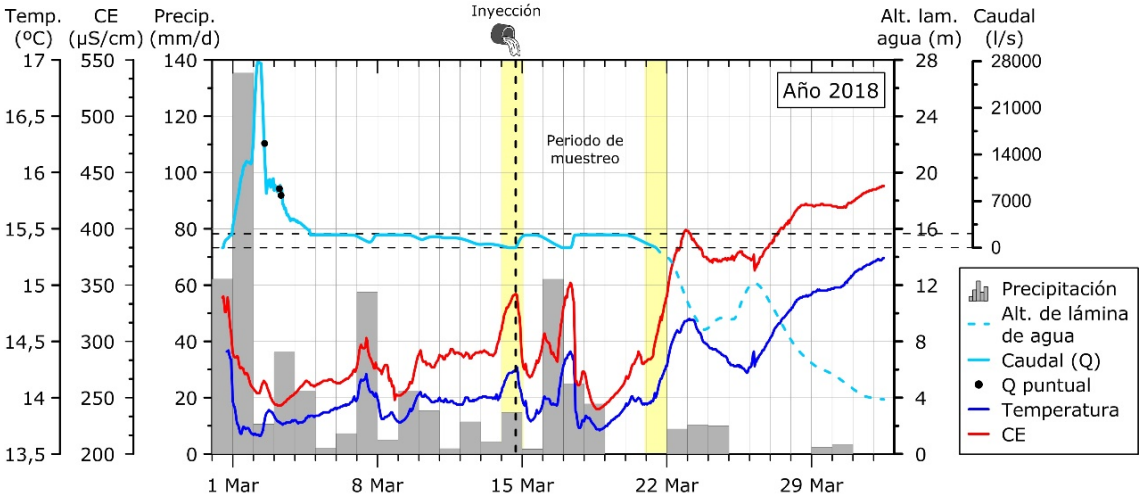


Figura 5.19. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 28 de febrero al 02 de abril de 2018

Los resultados obtenidos en el ensayo se muestran resumidos en la tabla 5.3. Los dos trazadores inyectados aparecieron en puntos de descarga controlados (Tab. 5.2). La sulfo-rodamina B se detectó en el agua de la surgencia *TP* Minilla [M-87], 8,5 h después de la inyección. A las 22 h de la inyección se identificó este mismo trazador en el manantial de Algoma [M-86] (Fig. 5.17; Fig. 20.A). Por otra parte, en el punto que corresponde al nacimiento del río Genal [M-0A] (Fig. 5.17) se encontró la primera y mayor concentración de PIR 58,2 horas tras la inyección en PI-11.

En la surgencia *TP* Minilla se ha estimado una velocidad máxima de flujo subterráneo de 118 m/h y una velocidad modal de 104 m/h. En los manantiales de Algoma y nacimiento del río Genal se han deducido velocidades máximas inferiores,

66 y 64 m/h respectivamente (Tab. 5.3). No obstante, hay que tomar estos valores con cierta precaución, pues la menor representatividad temporal de los muestreos influye en estos resultados. Además, no se dispone de un registro de caudal para la estimación de las tasas de recuperación en ninguno de los puntos donde se detectaron los trazadores, por lo que no ha sido posible el cálculo de las mismas.

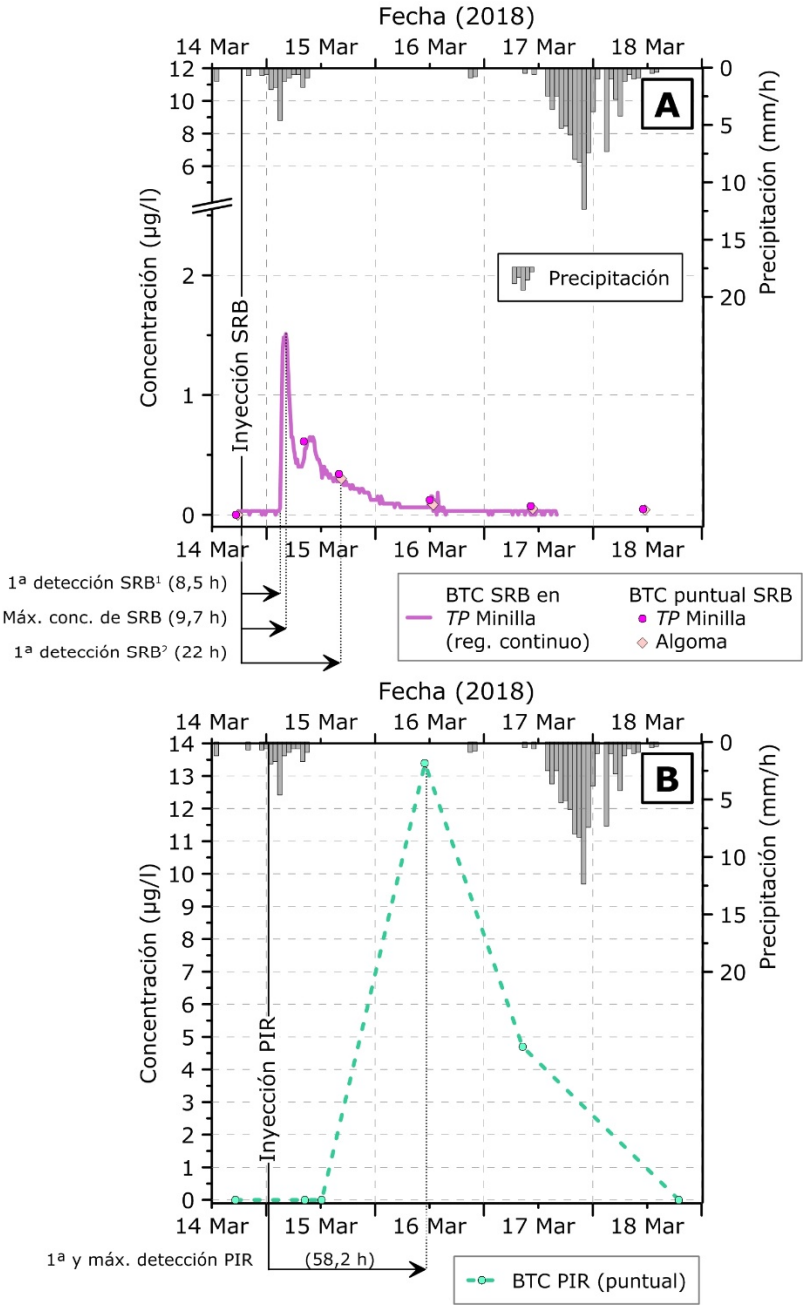


Figura 5.20. (A) Curvas de concentración (BTC) de sulfo-rodamina B (SRB) en la surgencia *TP* Minilla [M-87] y muestras puntuales en el manantial de Algoma [M-86]. (B) Muestras puntuales con la concentración de piranina (PIR) en el nacimiento del Genal [M-0A]. [1], Primera detección de la SRB en *TP* Minilla. [2], Primera detección de la SRB en Algoma

5.5. Recapitulación de los resultados de los ensayos con trazadores

La conexión hidrogeológica entre los afloramientos calcáreos de la sierra de Jarastepar (Zona Externa y Zona Interna) (PI-1, PI-2, PI-3, PI-4, PI-7) y los manantiales *TP* Pozancón, *TP* Alfaguara y Pozancón, así como el sondeo S-05, localizados todos en la Zona Externa, es evidenciada con la detección de las sustancias fluorescentes inyectadas (Fig. 5.1; Fig. 5.5; Fig. 5.9; Fig. 5.13). Además, ponen de manifiesto el papel relevante de las formas exokársticas (sumideros, dolinas, campos de lapiaz, etc.) en los procesos de recarga en el sistema.

Las morfologías de las distintas curvas de concentración son indicativas de las condiciones de flujo en el interior del acuífero. Las registradas en el ensayo nº 3 y 4 (BTC7, BTC8, BTC9, BTC10), en condiciones hidrodinámicas de aguas altas y muy altas (Fig. 5.21), sugieren un drenaje rápido desde los puntos de inyección a los puntos de descarga, a través de un sistema kárstico bien desarrollado (flujo por conductos). Las curvas correspondientes al ensayo nº 1 (BTC1, BTC2, BTC3 y BTC4) presentan una base algo más ancha que las anteriores, con ascensos rápidos y disminuciones de la concentración sostenidas en el tiempo. Ello es debido al progresivo "lavado" por el flujo vertical que ocurre en el acuífero en respuesta a las lluvias acaecidas durante los días posteriores a las inyecciones. Esto es característico de sistemas con un drenaje bien desarrollado en la zona no saturada.

En el caso de la curva de concentración de sulfo-rodamina B del ensayo nº 5 (BTC11), el segundo pico observado junto a su cola (Fig. 5.21.A), podría estar relacionado con la distribución de las precipitaciones, aunque no se puede descartar que existiera cierta vinculación con la naturaleza del punto de inyección (PI-10). Al tratarse de un cauce perdedor, los depósitos aluviales existentes pudieron lavarse con precipitaciones posteriores a las del momento de la inyección y dar lugar a un segundo pico de trazador seguido de una cola con una disminución progresiva. A efectos del análisis de los parámetros hidrodispersivos, no se ha tenido en cuenta el segundo pico de concentración y se ha realizado un análisis de la curva unitaria (Fig. 5.21.B).

Los resultados de las tasas de restitución dependen, en gran parte, del grado de conexión entre los puntos de inyección y los de detección, es decir, de los distintos trayectos que el trazador puede seguir y no tanto como cabría esperar de la magnitud de los caudales drenados durante el ensayo o de la distancia entre los

puntos mencionados. A pesar de las particularidades de cada punto de inyección, la morfología de las curvas de concentración no parece estar influenciada sustancialmente por la retención de trazador. Ahora bien, las tasas de recuperación son bajas (37 % como valor medio), a excepción de la que corresponde a la BTC3 y BTC4 de manera conjunta (72 %). Esto se podría explicar, en parte, mediante una pérdida de trazador antes de su incorporación al flujo activo debido a la sorción de dichas sustancias fluorescentes por arcillas, ya que estas suelen estar presentes en la base de la zona saturada, en la zona no saturada del acuífero e incluso en los propios puntos de inyección (particularmente abundantes en el fondo de las dolinas) (PI-1, PI-3 y PI-4; BTC1, BTC2, BTC5, BTC6, BTC7 y BTC8). Cabe destacar que la reducida restitución de sulfo-rodamina B en las curvas BTC7 y BTC8 estaría condicionada por el inevitable recorrido que tuvo que realizar el flujo subterráneo trazado (Fig. 5.9) desde los afloramientos de la Zona Interna donde fue inyectada (PI-4) hasta la Zona Externa (M-61 y M-62). Una parte del trazador podría haber quedado en la zona saturada, por debajo de la cota de los manantiales temporales de la Zona Externa, y después diluirse o fijarse a las arcillas del Flysch que se encuentran diseminadas en la zona del contacto tectónico, antes de llegar a las surgencias permanentes de la Zona Interna.

En lo que se refiere a los tiempos medios de residencia determinados, aproximadamente entre 20 y 70 horas, son menores cuanto mayores son los caudales medios registrados en el transcurso de la prueba. Es por esto que se han llegado a detectar velocidades muy elevadas del flujo subterráneo (próximas a 600 m/h) que han corroborado conexiones hidrogeológicas en distancias superiores a 8 km. Todo esto ha demostrado la existencia de una red de conductos kársticos, bien jerarquizada, con dirección de flujo preferente NE-SO, que deben estar relacionadas con el desarrollo de la karstificación funcional según planos de estratificación y fracturas. Estas velocidades de flujo son las mayores detectadas, hasta ahora, en acuíferos kársticos de la Cordillera Bética, según la bibliografía consultada (Andreo *et al.*, 2004c; Mudarra *et al.*, 2010; Barberá *et al.*, 2017; Hidalgo-Puyou *et al.*, 2018).

5.6. Análisis morfológico de las curvas de concentración obtenidas en los diferentes ensayos con trazadores y parámetros hidrodispersivos estimados

Las curvas de concentración de trazador obtenidas durante las pruebas llevadas a cabo en esta investigación (Fig. 5.21.A y B) presentan diferentes formas. Esto es resultado de las distintas condiciones hidrodinámicas en las que se realizaron los ensayos, del tipo de inyección, del grado de desarrollo de la red kárstica y de los mecanismos de transporte del flujo subterráneo a través de los conductos.

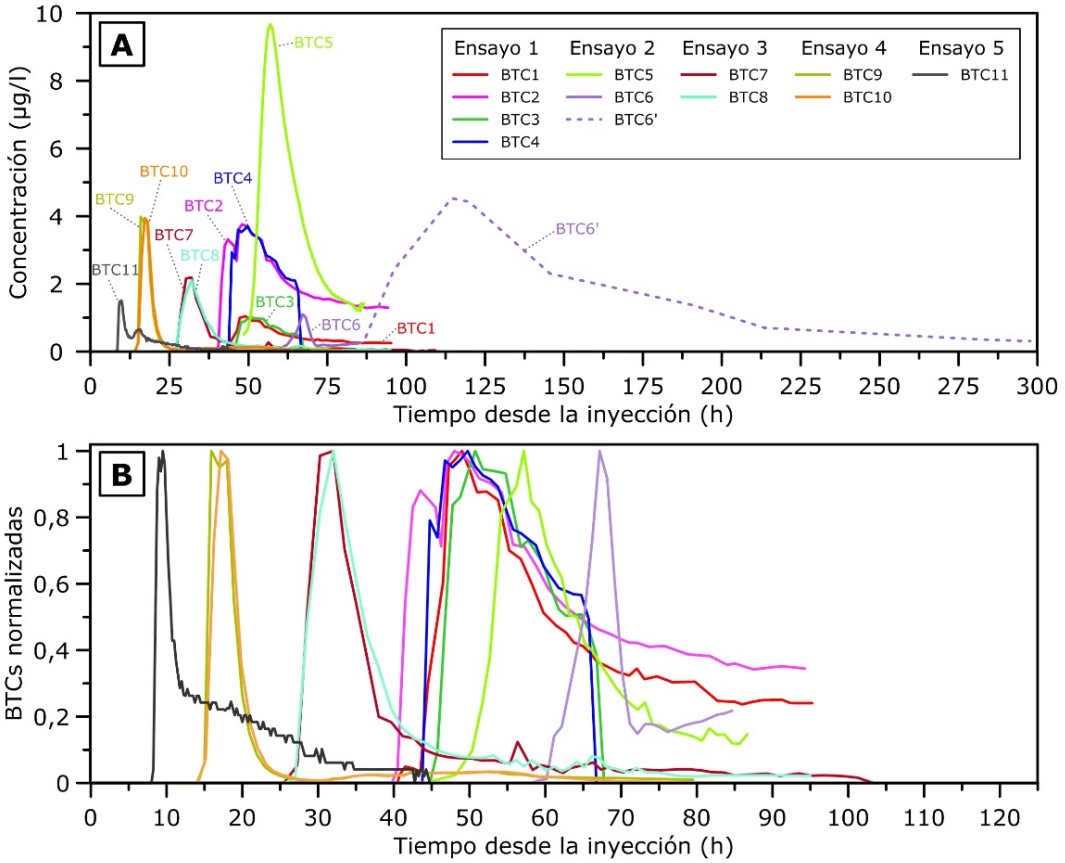


Figura 5.21. (A) Curvas de concentración de trazadores en función del tiempo transcurrido desde la inyección. (B) Curvas de concentración normalizadas restando a cada valor la concentración mínima y dividiendo entre el valor máximo menos el mínimo

Se observa asimetría en la mayoría de las curvas de concentración registradas. Una geometría compleja de conductos kársticos favorece el desarrollo de zonas de estancamiento o zonas inmóviles, lo que repercute en una mayor dispersión de los trazadores. Así se deduce de las colas de las curvas de concentración obtenidas, largas y con valores de concentración notables en el caso de BTC1, BTC2, BTC5, BTC6 y BTC11. No así, las curvas BTC7, BTC8, BTC9

y BTC10, que presentan valores de concentración final bajos, próximos a los niveles previos al ensayo (0 µg/l).

Las curvas que resultaron del ensayo nº 1 (BTC1, BTC2, BTC3 y BTC4), obtenidas en condiciones hidrodinámicas de aguas altas, son las que presentan los picos menos agudos y las bases más anchas, mientras que las pertenecientes al ensayo nº 4 (BTC9 y BTC10), efectuado en condiciones de aguas muy altas, tienen los picos más acusados y las bases más estrechas (Fig. 5.21.B). Pese a mostrar el pico más puntiagudo de todas, la curva BTC11, obtenida en condiciones de aguas intermedias durante el ensayo nº 5, presenta una cola pronunciada (Fig. 5.21.B). La curva BTC6 fue obtenida en el manantial de Pozancón durante el segundo ensayo, en el que dicha surgencia no llegó a ser surgente y cuyo muestreo tuvo lugar en el interior de la cavidad vertical. Para su análisis, el registro total de concentración de trazador que se midió en este punto se ha separado en dos tramos diferentes en función de las fases hidrodinámicas que se dieron durante dicho ensayo (Fig. 5.21.A). La primera parte de la curva BTC6 se registró desde el momento de la primera detección de la fluorescencia artificial, en el punto de Pozancón, hasta que cesó el drenaje en la surgencia *TP* Alfaguara. Esto último marcó el comienzo del segundo tramo de la curva (BCT6´), que se extendió hasta el momento en que no se detectó más trazador. Ambos tramos diferenciados (BTC6 y BTC6´) se relacionan con diferentes mecanismos de flujo en el interior del acuífero que se tratarán en apartados posteriores.

A partir del análisis de las curvas de concentración registradas es posible obtener parámetros hidrodispersivos vinculados con el transporte y el flujo de agua en el acuífero, como se ha hecho en trabajos anteriores (Jobson, 1997; Hauns *et al.*, 2001; Morales *et al.*, 2007; Barberá *et al.*, 2017). En la tabla 5.4 se muestran las abreviaturas de los parámetros considerados y en tabla 5.5 se resumen los valores estimados. A continuación, se definen algunos de estos términos:

-*Curva de distribución del tiempo de residencia (residence time distribution, RTD)*: distribución que representa la función de densidad de probabilidad que tiene una molécula de agua con trazador al residir en el sistema un tiempo comprendido entre t y $t+dt$ (Molinari, 1976). Constituye la respuesta a un impulso de la parte del sistema involucrada en el ensayo (considerando la inyección puntual en el tiempo), en las condiciones hidrogeológicas concretas de la realización del mismo.

Permite caracterizar el sistema y compararlo con otros o con él mismo en distintas condiciones hidrodinámicas (Meus y Bakalowicz, 1997).

-*Tiempo medio de residencia del trazador (mean residence time, MRT)*: tiempo correspondiente a la abscisa del centro de gravedad de la curva (cuando se ha registrado el 50 % de la masa de trazador restituido), contado a partir del momento de la inyección.

-*Velocidad media de tránsito o efectiva (V_{RTD})*: equivale a la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad de la nube de trazador a lo largo del trayecto entre el punto de inyección y el de restitución. Se traduce como la media estadística de un conjunto de velocidades reales (Castany y Margat, 1977) y tiene en cuenta todos los fenómenos físico-químicos susceptibles de afectar al trazador (difusión, dispersión, adsorción-desorción, etc.) a lo largo del trayecto que recorre el flujo subterráneo, ya que considera el RTD en su totalidad.

-*Varianza (VAR)*: es una medida de la dispersión de los valores en relación con el tiempo medio.

-*Simetría de la curva o coeficiente skewness (S_c)*: mide la falta de simetría lateral de la curva de concentración. Una curva simétrica conlleva un coeficiente de simetría igual a 0, mientras que los valores positivos indican un mayor desarrollo de la curva en su parte derecha, con un descenso de los valores de la distribución más suave que el ascenso. Una mayor asimetría en la curva implica una dispersión de trazador superior.

-*Curtosis o medida de apuntamiento (K_c)*: analiza el grado de concentración de valores con respecto a la zona central de la nube de paso de trazador. Puede indicarse referido a la distribución normal, para lo que se corrige con un factor 3, de modo que un valor de curtosis igual a 3 indica una distribución normal, mientras que valores superiores señalan distribuciones relativamente agudas; valores inferiores muestran distribuciones planas.

-*Concentración pico unitaria (C_{up})*: valor máximo de la curva de respuesta unitaria calculado a partir de la RTD. Su variación con el tiempo transcurrido desde el momento de la inyección es una medida directa de la eficiencia de los procesos de mezcla.

Abreviatura	Descripción	ecuación de dimensiones
$T_{1^a\ DTC}$	Tiempo transcurrido desde la inyección hasta la primera detección	[T]
$T_{MÁXcc}$	Tiempo transcurrido desde la inyección hasta la máxima concentración	[T]
ΔT	Diferencia (en tiempo) entre la primera detección y el pico de concentración máxima	[T]
T_{BTC}	Duración del muestreo de la BTC	[T]
$V_{1^a\ DTC}$	Velocidad efectiva considerando el tiempo de la primera detección	$[L \cdot T^{-1}]$
$V_{MÁXcc}$	Velocidad efectiva considerando el tiempo del pico de concentración máxima	$[L \cdot T^{-1}]$
Q_{INF}	Caudal de infiltración en los puntos de inyección	$[L^3 \cdot T^{-1}]$
Q_{50}	Caudal de descaga cuando se alcaza el 50% de recuperación de la masa de trazador de la BTC	$[L^3 \cdot T^{-1}]$
Q_{ENS}	Caudal medio durante el ensayo (de forma conjunta en el caso *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón)	$[L^3 \cdot T^{-1}]$
M	Masa de trazador inyectada	[M]
T_{REC}	Tasa de recuperación de trazador	[M]
$C_{MÁX}$	Concentración máxima (pico) de la BTC	$[M \cdot L^{-3}]$
MRT	Tiempo medio de residencia del trazador	[T]
C_{UP}	Concentración pico unitaria calculada a partir del RTD	$[T^{-1}]$
V_{RTD}	Velocidad media efectiva deducida de la curva de distribución del tiempo de residencia (RTD)	$[L^3 \cdot T^{-1}]$
VAR	Varianza calculada a partir del RTD	$[T^2]$
S_C	Coeficiente de asimetría de la BTC	$[T^3]$
K_C	Coeficiente de curtosis de la BTC	$[T^4]$

Tabla 5.4. Descripción de los parámetros calculados a partir de la evaluación semicuantitativa de las curvas de concentración de los diferentes ensayos con trazadores

Si no se tiene en cuenta la BTC11, que representa un flujo completo por la Unidad de Nieves, fuera de los límites del ámbito de investigación, los tiempos de primera detección y de concentración máxima fueron mínimos en BTC9 (15 - 15,9 h) (Tab. 5.3), a pesar de que la inyección del trazador (URA en PI-7) (Tab. 5.2) fue la más lejana respecto al punto de detección. Los valores máximos de ambos tiempos (Tab. 5.3) se calcularon en BTC6 (59,2 - 67,2 h), cuando el drenaje se produjo exclusivamente a través de *TP* Alfaguara y tuvo lugar un gradiente hidráulico menor que en otros casos. La concentración máxima se registró en la BTC5 (9,67 µg/l de URA) en el ensayo nº 2 (condiciones hidrodinámicas intermedias), mientras que la más baja se observó de forma simultánea en la BTC1 y BTC3 (1,04 µg/l de EOS) durante el ensayo nº 1 (condiciones hidrodinámicas altas). Por su parte, las velocidades de la primera detección y de máxima concentración en las distintas BTCs variaron entre 92,4 y 83,3 m/h (en BTC3), y 581,3 y 548,4 m/h (en BTC9) (Tab. 5.3).

Se han representado las curvas de distribución del tiempo de residencia (*residence time distribution*, RTD) de las 11 curvas de concentración obtenidas en los ensayos de trazado (Fig. 5.22). Las curvas se han calculado a partir de los datos

instantáneos de concentración de trazador, del flujo másico y del caudal de descarga de los manantiales. Así, se pueden diferenciar tres tipos de curvas (Fig. 5.22).

A) Un conjunto de curvas que muestran picos agudos y estrechos (BTC9, BTC10 y BTC11) con tiempos de residencia de trazador cortos, t < 20 h, y valores de RTD que varían entre 292 y 470 s^{-1}. Responden a ensayos en condiciones de aguas extraordinariamente altas (BTC9 y BTC10) e intermedias (BTC11), pero con la particularidad de que en este último caso el punto de inyección se situaba tan solo a 1005 m del manantial en el que tuvo lugar la detección de trazador.

B) Curvas con base más ancha y tiempos de residencia mayores (BTC7, BTC8, BTC5 y BTC6), las cuales se registraron en pruebas de trazado realizadas en aguas altas (BTC7 y BTC8) y aguas intermedias (BTC6 y BTC7). En este último caso, solo fue activa la surgencia de *TP* Alfaguara (BTC5) y la curva BTC6 se obtuvo a partir de muestreos en el interior de Pozancón.

C) Un tercer grupo donde se incluyen curvas más amplias y atenuadas (BTC1, BTC2, BTC3 y BTC4) que fueron registradas en el ensayo nº 1, a principios del año hidrológico, en condiciones de aguas altas.

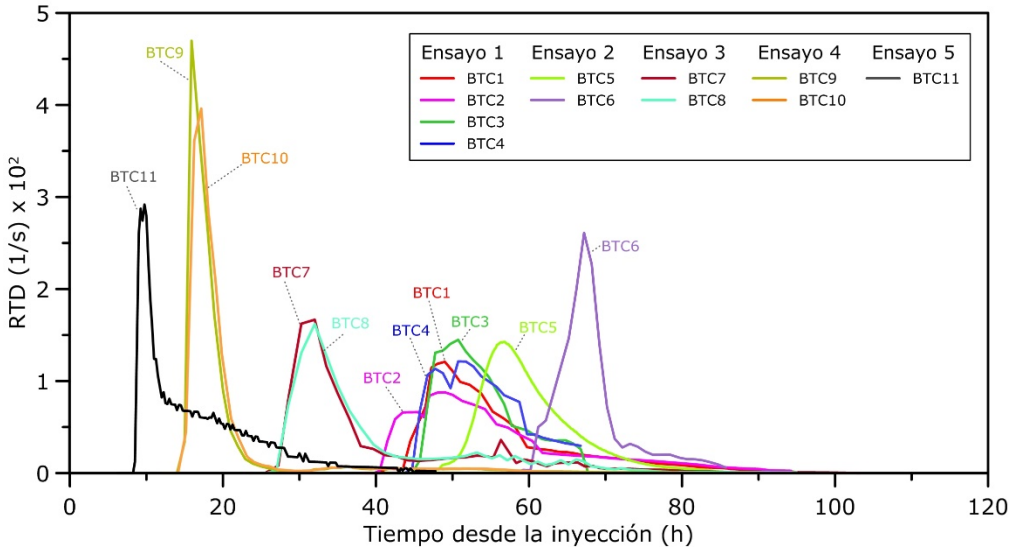


Figura 5.22. Curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD) frente al tiempo transcurrido desde las inyecciones de los diferentes ensayos de trazado realizados durante la investigación

Cabe destacar que la morfología de las curvas de concentración de trazador, además de estar influenciada por las características del sistema de drenaje del acuífero y por la intensidad y distribución de las precipitaciones durante los ensayos,

debe estar relacionada con el estado de saturación de la parte más superficial del sistema. Es decir, el estado de saturación del suelo-epikarst previo a la inyección de trazador debió ser también un factor condicionante de las morfologías de las curvas de concentración registradas. Además, el gradiente hidraúlico puede afectar a la morfología de las curvas, de manera que las que presentan picos más pronunciados corresponderían a situaciones con mayores gradientes en el acuífero.

BTC	$T_{1ª\ DIC}$ (h)	$T_{MÁXcc}$ (h)	ΔT (h)	T_{BTC} (h)	$V_{1ª\ DIC}$ (m/h)	$V_{MÁXcc}$ (m/h)	Q_{INF} (l/s)	Q_{50} (l/s)	Q_{ENS} (l/s)	M (kg)	T_{REC} (%)	$C_{MÁX}$ (g/l)	MRT (h)	C_{UP} (1/s)	V_{RTD} (m/h)	VAR (10^6min^2)	S_C	K_c
BTC1	40,8	49,0	8,2	54,5	105,4	87,8	1	3600	2280	1,5	14	1,04	56,2	0,0012	78,6	0,36	1,4	4,5
BTC2	40,5	48,0	7,5	53,7	129,1	109,0	3	4009	2398	1,5	72	3,76	55,7	0,0009	97,2	0,46	1,2	3,8
BTC3	45,8	50,8	5,0	21,0	92,4	83,3	1	3600	2975	1,5	-	1,04	53,8	0,0014	79,2	0,10	0,7	2,7
BTC4	44,8	49,8	5,0	21,0	115,1	103,5	3	3600	3192	1,5	-	3,76	53,8	0,0012	96,6	0,10	0,5	2,4
BTC5	44,2	57,2	13,0	42,5	174,3	160,5	3	1498	1014	2,0	31	9,67	60,2	0,0014	129,6	0,15	1,1	4,4
BTC6	59,2	67,2	8,0	85,7	129,0	113,6	3	991	0*	2,0	-	1,10	68,3	0,0026	112,2	0,08	1,4	5,1
BTC7	27,2	32,0	4,8	74,1	264,0	224,4	3	5812	5556	2,0	23	2,19	39,9	0,0017	194,4	0,62	1,6	5,4
BTC8	27,0	32,0	5,0	68,0	263,3	222,2	3	5812	6031	2,0	-	2,11	39,7	0,0016	192,0	0,53	1,6	5,1
BTC9	15,0	15,9	0,9	78,5	581,3	548,4	30	9652	7037	1,5	44	3,98	20,4	0,0047	472,2	0,33	3,3	14,3
BTC10	15,2	17,2	2,0	66,8	569,1	502,9	30	9652	6611	1,5	-	3,94	20,6	0,0040	457,2	0,28	3,2	13,3
BTC11	8,5	9,7	1,2	39,3	118,2	103,6	5	-	-	0,25	-	1,51	59,4	0,0029	71,4	0,23	1,3	4,2

Tabla 5.5. Resumen de los datos hidrodispersivos obtenidos a partir del análisis gráfico de las BTCs y de los cálculos de las curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD). *No existió descarga visible pero sí flujo subterráneo. El significado de los acrónimos se puede consultar en la tabla 5.4

La figura 5.23 muestra las relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes estimados a partir de las curvas de concentración. Aunque ha sido representada gráficamente (Fig. 5.23), no se ha tenido en cuenta la curva BTC11 en la cuantificación de dichas relaciones, ya que lo que se pretende es verificar la dependencia entre variables correspondientes al acuífero objeto de la presente Tesis Doctoral.

Generalmente, la concentración pico unitaria (C_{UP}) calculada a partir del RTD disminuye a medida que aumenta el tiempo transcurrido desde la inyección (Fig. 5.23.A). El tiempo medio de residencia de cada trazador (MRT) se correlaciona bastante bien y con tendencia positiva ($R^2 = 0{,}98$; ρ-*valor* = 0,0001) con el tiempo que transcurre hasta que se detecta la mayor concentración (Fig. 5.23.B). La diferencia entre el tiempo que pasa desde la primera detección del trazador hasta el pico de concentración (ΔT) varía proporcionalmente al tiempo medio de residencia (Fig. 5.23.C). Según las curvas de concentración analizadas, dichos valores se correlacionan de manera estadísticamente representativa ($R^2 = 0{,}67$; ρ-*valor* = 0,004), con las excepciones de la BTC3 y BTC6.

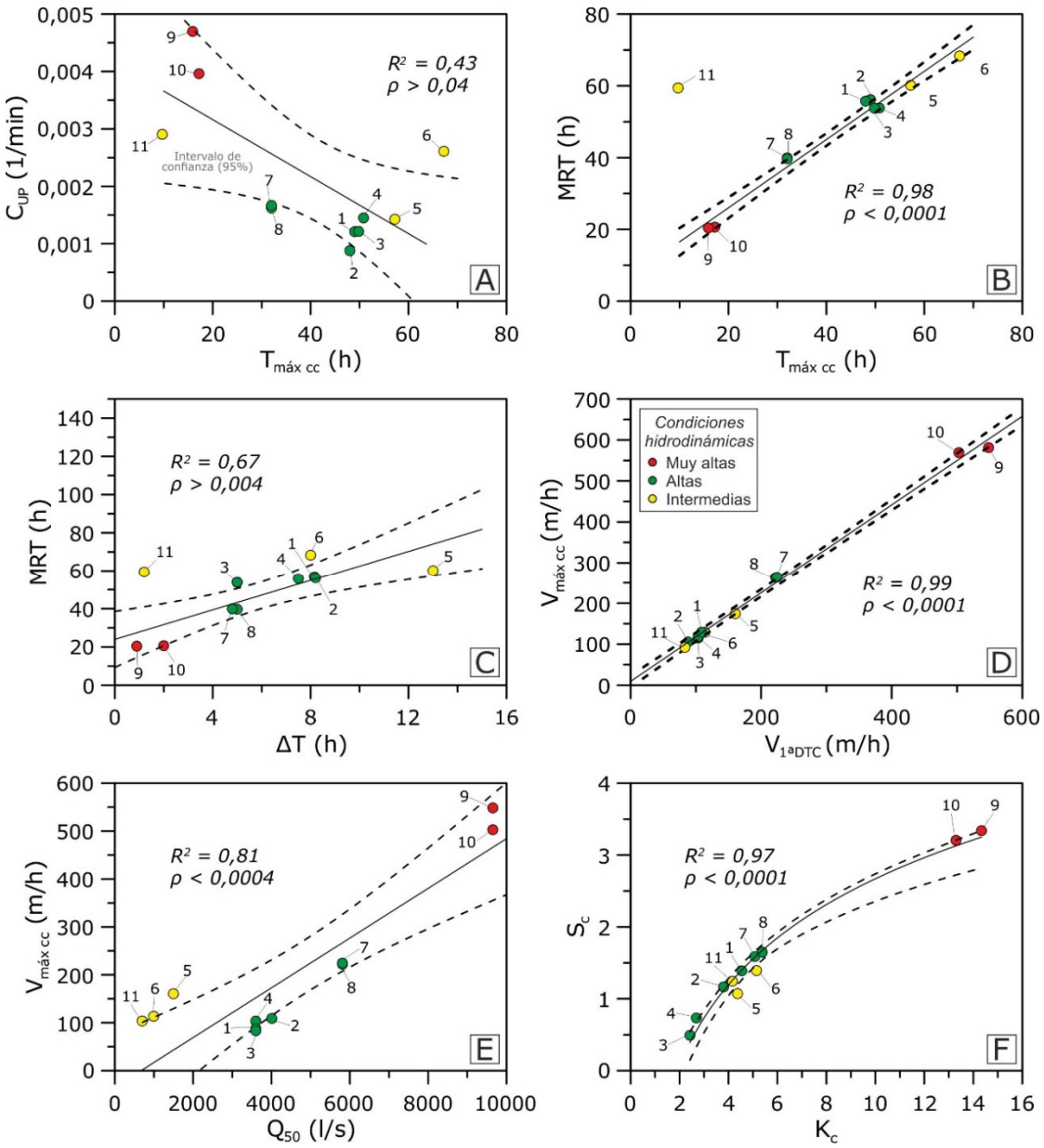


Figura 5.23. Relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes (tiempo, velocidad, concentración, descarga y datos relacionados con la morfología de las BTCs). Véase la tabla 5.4 para la identificación de los parámetros

La relación estadística entre las velocidades efectivas, velocidad de primera detección ($V_{1ªDTC}$) frente a velocidad de máxima concentración ($V_{máx\ cc}$) (Fig. 5.23.D) es la mayor detectada en este análisis (R^2 = 0,99; *ρ-valor* = 0,0001). Se distinguen desviaciones mínimas en pares de valores como es el caso de BTC5 y BTC6 (ensayo nº 2) y BTC9 y BTC10 (ensayo nº 4) (Fig. 5.23.D). La velocidad efectiva considerando el tiempo del pico de concentración máxima ($V_{máx\ cc}$) presenta buena correlación positiva (R^2 = 0,81; *ρ-valor* = 0,0004) con el caudal registrado en el momento en que se registra el centro de gravedad de la nube de paso de trazador -50 % de trazador del total recuperado- (Fig. 5.23.E).

Con respecto a los coeficientes de asimetría (S_C) y curtosis (K_C) de las curvas, los datos se correlacionan mediante una función polinómica ($R^2 = 0{,}97$; ρ-*valor* = 0,0001) (Fig. 5.23.F). Así, los valores más bajos de ambos coeficientes, característicos de una curva con mayor simetría y anchura, corresponden a la BTC3 (condiciones hidrodinámicas altas), mientras que los más altos, que representan una curva estrecha y picuda, se registran en la BTC9 (condiciones hidrodinámicas muy altas).

5.7. Estimación de parámetros de transporte

A continuación se muestran y se discuten los resultados derivados de la aplicación de modelos de transporte. Para estimar parámetros relacionados con el desplazamiento del trazador en el acuífero se han aplicado dos modelos de simulación diferentes: uno basado en la ecuación de advección-dispersión (AD) (Parker y Van Genuchten, 1984) y otro según la ecuación de no equilibrio de dos regiones -2RNE- (Toride *et al.*, 1995; Field y Pinsky, 2000). Los resultados se resumen en la tabla 5.6. Los valores obtenidos de la velocidad de flujo media efectiva (v) difieren para los dos modelos, de manera que los más bajos resultan de las simulaciones con el modelo 2RNE. El rango comprende valores desde 15 hasta 113 m/h, registrado en la BTC6 (ensayo nº 2), sin que existiera descarga visible en el manantial de Pozancón, hasta 494 - 502 m/h, en BTC9, con el recorrido de trazador más largo y los mayores caudales durante esta investigación.

Los datos de dispersión (D) calculados son generalmente diferentes en ambas simulaciones (Tab. 5.6). Los valores máximos y mínimos generados por el modelo AD son 15960 m^2/h (BTC9) y 1604 m^2/h (BCT6), respectivamente, mientras que los obtenidos del modelo 2RNE son 14470 m^2/h (BTC8) y 10 m^2/h (BTC9 y BTC10). La estimación de la dispersividad (d) está directamente relacionada con la dispersión (D) y la velocidad de flujo (v): $d = D/v$. Así, los valores medios de dispersividad obtenidos a partir de las ecuaciones del modelo AD son mayores (49 m) que los que consiguen si se aplica el modelo de 2RNE (24 m).

Los coeficientes de partición (β) estimados por el 2RNE varían entre 0,14, en BTC6 (condiciones de aguas intermedias, muestreo en el interior de Pozancón), y 0,99 en BTC3, BTC4, BTC7 y BTC8 (condiciones de aguas altas). Otro de los parámetros obtenidos a partir del modelo de no equilibrio es el coeficiente de

transferencia de masa (ω), que comprende desde valores desde 0 (BTC1, BTC2, BTC5 y BTC9) hasta 0,077 (BTC3) (Tab. 5.6).

		Modelo AD					**Modelo 2RNE**						
Nº de ensayo	BTC	v (m/h)	D (m^2/h)	d (m)	E_j =1	R^2	v (m/h)	D (m^2/h)	d (m)	β	ω	E_j =1	R^2
1	BTC1	76	4472	59	0,27	0,57	58	602	10	0,67	0,000	0,83	0,96
	BTC2	88	14300	162	0,90	0,46	74	1011	14	0,65	0,000	0,60	0,84
	BTC3	77	2295	30	0,54	0,79	75	2646	35	0,99	0,077	0,75	0,85
	BTC4	95	4900	52	0,40	0,68	91	3614	40	0,99	0,068	0,54	0,91
2	BTC5	128	5547	43	0,55	0,83	119	1263	11	0,87	0,000	0,92	0,99
	BTC6	113	1604	14	0,14	0,49	15	37	2	0,14	0,001	0,84	0,96
3	BTC7	223	6638	30	0,57	0,90	213	11640	55	0,99	0,059	0,63	0,94
	BTC8	216	8317	39	0,60	0,91	200	14470	72	0,99	0,071	0,69	0,94
4	BTC9	502	15960	32	0,73	0,93	494	10	0	0,85	0,000	0,83	0,98
	BTC10	486	13930	29	0,80	0,98	479	10	0	0,84	0,001	0,85	0,99
5	BTC11	64	10870	170	0,54	0,59	52	124	2	0,50	0,001	0,88	0,97
Valores medios		200	7796	49	0,55	0,75	182	3530	24	0,80	0,028	0,75	0,94

Tabla 5.6. Resumen de los parámetros estimados a partir de la simulación de las BTCs con los modelos AD y 2RNE. v, velocidad media efectiva de trazador; D, dispersión longitudinal; d, dispersividad; β, coeficiente de partición; ω, coeficiente de transferencia de masa; Ej, eficiencia de Nash-Sutcliffe; R^2, coeficiente de determinación

La relación estadística entre la dispersión longitudinal (D) y la velocidad media de flujo (v) es positiva (R^2 = 0,53; ρ-*valor* > 0,19), según el modelo AD (Fig. 5.24.A). La correlación de estos parámetros según los resultados de la simulación 2RNE es prácticamente cero (R^2 = 0,00; ρ-*valor* > 0,93). La relación entre la dispersión (D) y la longitud de la trayectoria del flujo trazado (Fig. 5.24.B) es menos consistente aún que en el caso anterior para ambos modelos (AD, R^2 = 0,21; ρ-*valor* > 0,28; 2RNE, R^2 = 0,00; ρ-*valor* > 0,95). Al representar el coeficiente de partición (β) frente a la velocidad media de flujo (v) no se observa una relación significativa. No obstante, a ello, las observaciones del β se sitúan principalmente en el intervalo de 0,5 a 1 (Fig. 5.24.C). Finalmente, no existe correlación entre el coeficiente de transferencia de masa (ω) y la velocidad media del flujo (v) (Fig. 5.24.D), posiblemente debido a la incertidumbre que tienen los parámetros de no equilibrio en la simulación, además de la variabilidad de las condiciones hidrodinámicas y las características específicas de cada una de las trayectorias de flujo subterráneo analizadas en esta investigación.

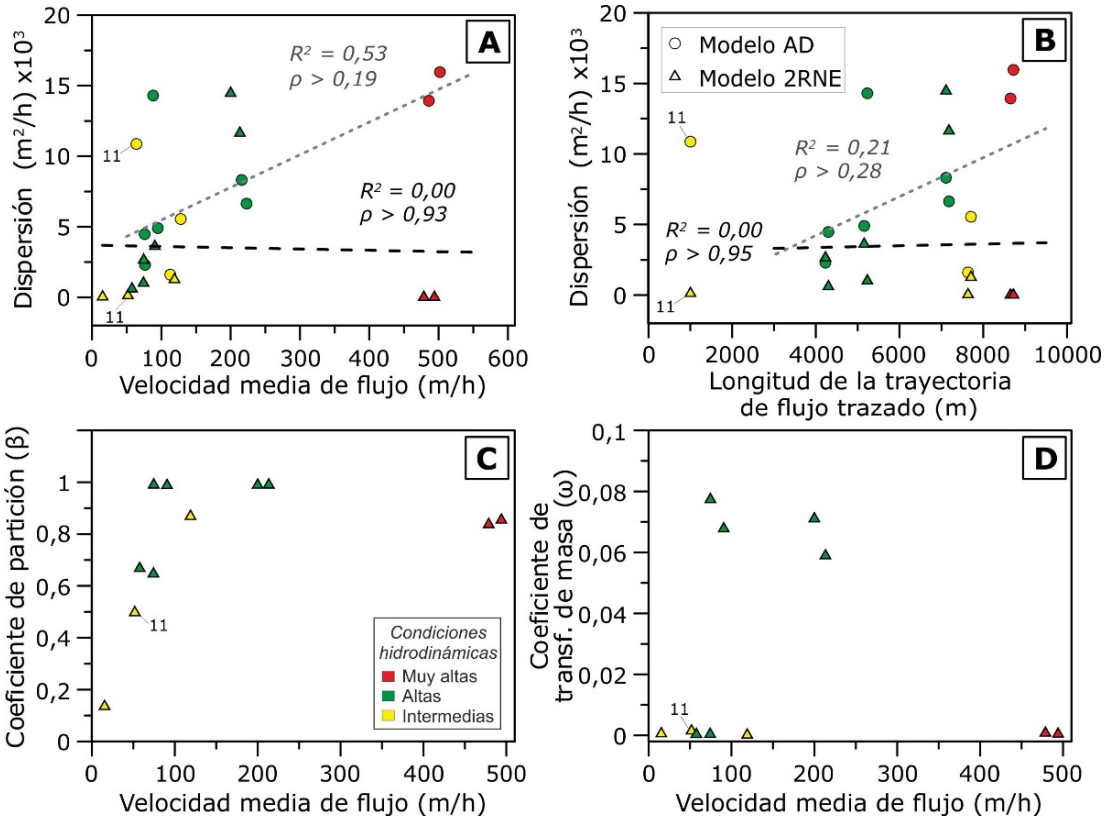


Figura 5.24. Relaciones entre los parámetros de transporte obtenidos a partir de las simulaciones con los modelos AD y 2RNE

5.8. Simulación del transporte

En la figura 5.25 se muestran las curvas de concentración obtenidas en los diferentes ensayos con trazadores, los resultados de simular las BTCs según los modelos empleados (AD y 2RNE) y sus concentraciones residuales.

En general, los picos de las curvas de concentración están relativamente ajustados por ambos modelos (AD y 2RNE) (Fig. 5.25), aunque las simulaciones del modelo de no equilibrio son las que mejor se acoplan. El modelo AD suele tener mayor adaptación en la parte ascendente de las BTCs obtenidas de flujos más rápidos, con picos más simétricos (BTC7, BTC8, BTC9 y BTC10) (Fig. 5.25). Sin embargo, subestima los valores en algunos casos, como muestran los picos residuales negativos. Esto ocurre porque la base de la curva de concentración de las BTCs es más ancha o la cola está más marcada (BTC1, BTC2, BTC5, BTC6, BTC8 y BTC11).

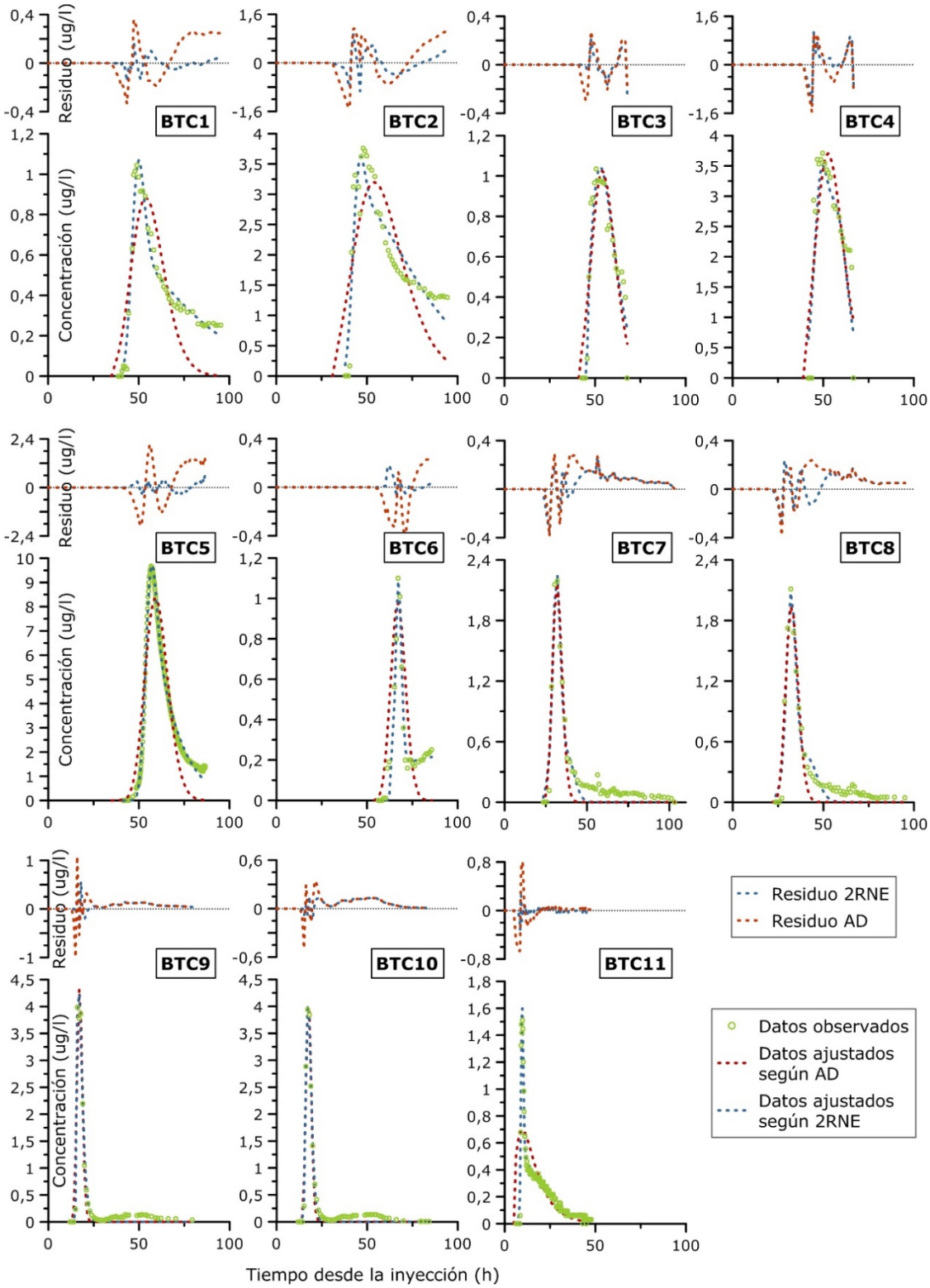


Figura 5.25. Resultados de las simulaciones (AD y 2RNE) realizadas para las BTCs de los ensayos con trazadores llevados a cabo en el marco de esta investigación

Al igual que ha ocurrido en otros trabajos (Sudicky y Frind, 1982; Maloszewski y Zuber, 1993; Field y Pinsky, 2000; Field y Leij, 2012; Barberá *et al.*, 2017; Shahkarami *et al.*, 2019), no resulta tarea fácil reproducir de manera precisa

el tramo que representa el descenso de concentración de trazador en las curvas, espacialmente las colas. Según el modelo AD, existen mayores desviaciones respecto a los datos observados cuando las concentraciones son bajas y empieza a distinguirse la cola de la curva. En lo que respecta a la modelización de 2RNE, muestra un ajuste algo más elevado que el anterior en la decrecida e inicio de la cola. No obstante, no es capaz de reproducir la parte final de las curvas cuando se mantienen las concentraciones en el tiempo (BTC7, BTC8, BTC9 y BTC10).

La calidad de los resultados que aportan las simulaciones ejecutadas con cada uno de los modelos se ha evaluado mediante el análisis de eficiencia de Nash-Sutcliffe ($E_j = 1$) (Tab. 5.6). No obstante, también se ha considerado el coeficiente de determinación (R^2). Según la eficiencia calculada, las estimaciones del modelo 2RNE fueron los más consistentes, con un valor promedio de E_j de 0,75 y un valor máximo de 0,92 (BTC5), que coincide con la única curva de la que se tiene registro continuo (cada 10 minutos por un GGUN-FL30).

Las simulaciones a partir de la ecuación AD han resultado generalmente menos precisas, con un valor medio de eficiencia de 0,55, aunque en algunos casos se obtiene un grado de ajuste que se podría considerar aceptable (BTC2, $E_j = 0{,}90$; BTC10, $E_j = 0{,}80$).

5.9. Caracterización de los flujos subterráneos a partir de los resultados de las simulaciones de transporte

Todas las conexiones hidrogeológicas deducidas en esta investigación, excepto la derivada de la curva BTC11, consisten en trayectorias de agua subterránea de varios kilómetros y con espesores medios de la zona no saturada de aproximadamente 550 m. En estas condiciones, la componente vertical del flujo, que tiene lugar en condiciones de aguas altas, principalmente en los eventos de recarga significativa, se considera mínima con respecto a la longitudinal (Barberá *et al.*, 2017).

Las velocidades modales de flujo obtenidas a partir de la detección de trazadores en los manantiales temporales, en algunos casos cercanas a 600 m/h, sugieren la existencia de una red kárstica bien desarrollada, a lo largo de considerables distancias longitudinales y verticales en la zona no saturada del acuífero. El conocimiento de estos flujos de agua subterránea, que tiene lugar en los

cientos de metros más superficiales del sistema, puede ser relevante para estudios de contaminación en términos de transporte de solutos.

La ecuación matemática que permite estimar la concentración pico unitaria (C_{UP}) con el tiempo (Ec. 4; apartado 5.1) aporta información valiosa sobre los procesos que afectan al transporte de solutos (Fischer, 1967; Jobson, 1997). Un valor absoluto del coeficiente $\theta = 0{,}5$ indica que el transporte se rige principalmente por la dispersión longitudinal, mientras que valores más elevados (~1,5) sugieren procesos de mezcla adicionales, que contribuyen a la dispersión y que son favorecidos por la presencia de zonas de estancamiento o remansos y la geometría sinuosa de los conductos implicados. La ecuación que se obtiene del ajuste de los datos que resultan del conjunto de BTCs (a excepción de la BTC11), muestra un valor de θ = -0,803 con un $R^2 = 0{,}54$ (Fig. 5.26), mientras que si no se tienen en cuenta los valores obtenidos a partir de la BTC6 (cuando el agua quedó en el interior de Pozancón, sin descarga medible) se consigue un ajuste mejor, con $R^2 = 0{,}88$ y θ = -1,085. En cualquier caso, estos resultados indican que el transporte en el acuífero kárstico investigado se caracteriza por una mezcla progresiva a lo largo del flujo, generalmente eficiente en todas las BTCs, condicionada por la sinusoidad de las distancias trazadas, las zonas de estancamiento o remansos y los gradientes hidráulicos que se generan en las situaciones de elevada recarga.

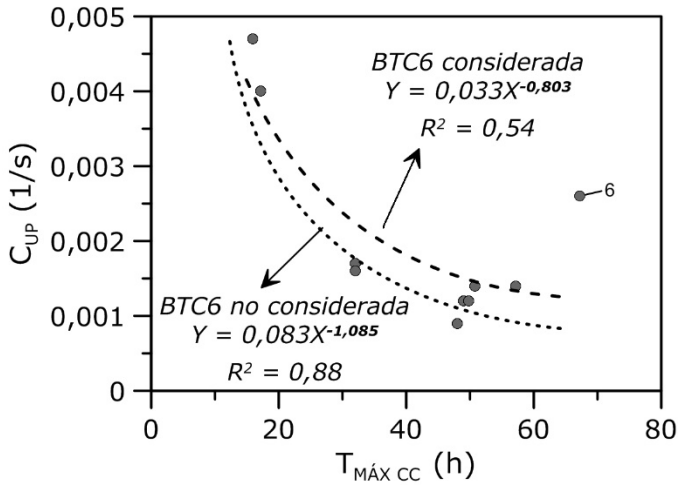


Figura 5.26. Relación entre la concentración pico unitaria (C_{UP}) y el tiempo que transcurre hasta el pico de concentración ($T_{MÁX\ CC}$)

La diferente morfología de las curvas de concentración apunta a que deben existir procesos físicos distintos a los de advección-dispersión. En este sentido, se pueden producir otros mecanismos como las interacciones que ocurren en el interior de los conductos, entre el centro y las paredes de estos; con un posible intercambio

con el agua de la matriz (Field y Pinsky, 2000; Hauns *et al.*, 2001; Birk *et al.*, 2006). En la modelización de las curvas para las simulaciones del modelo 2RNE (Fig. 5.25) se observan las concentraciones residuales menores. De acuerdo con los resultados de dicho modelo (Tab. 5.6; Fig. 5.24), los valores del coeficiente de partición (β) calculados, entre 14 y 99 %, sugieren que la fracción de volumen de agua con un flujo más lento, que se encuentra en zonas de estancamiento o conductos menos desarrollados (fase inmóvil), interactúa con una fracción variable de la que se desplaza rápidamente a través de conductos bien desarrollados (fracción móvil), de manera que β parece aumentar conforme el flujo subterráneo es más rápido, a pesar de que la relación establecida (Fig. 5.24.C) no es representativa. Así, 6 de las BTCs (BTC3, BTC4, BTC5, BTC7, BTC8 y BTC9), registradas en condiciones de aguas altas y muy altas, muestran valores de β que varían entre 0,85 y 0,99 (Tab. 5.6; Fig. 5.24.C), lo que indicaría que la aparición de colas en las curvas está probablemente controlada por la hidrodinámica (Massei *et al.*, 2006; Morales *et al.*, 2010) en lugar de por difusión en la matriz. Los valores obtenidos de coeficiente de transferencia de masa, próximos a 0, deben interpretarse con cautela. Según los resultados de las simulaciones (2RNE), los flujos trazados consisten exclusivamente en una fase móvil, aunque también podrían estar influenciados por la brevedad de drenaje de los manantiales donde se detectan los trazadores y la consecuente imposibilidad de completar el registro de la cola.

Las pruebas con trazadores llevadas a cabo en el transcurso de esta investigación han confirmado la participación significativa de la zona no saturada en el sector de la sierra de Jarastepar, ya que los trazadores han sido únicamente detectados en los manantiales temporales de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, situados en la Zona Externa. Los datos hidrodispersivos obtenidos muestran cierta similitud en las velocidades medias y en los coeficientes de dispersión para cada ensayo (Tab. 5.6). Esto revela que el flujo por infiltración difusa (a través de los afloramientos carbonáticos) podría tener mecanismos de transporte equivalente a los de infiltración concentrada (por sumideros kársticos) (Ravbar *et al.*, 2012; Kogovsek y Petric, 2014). Dicho supuesto conllevaría la existencia de una jerarquización bastante desarrollada del flujo de agua subterránea en la zona no saturada del acuífero, donde predomina la circulación por conductos.

Se han detectado flujos trazados con valores de velocidad modal bajos respecto a los demás (entre 58 y 91 m/h según el modelo 2RNE; BTC1, BTC2, BTC3 y BTC4), a pesar de la existencia de gradientes hidráulicos considerables (de

hasta el 17 %) como consecuencia de episodios de recarga. En este caso (ensayo nº 1), el motivo podría ser la distribución de las precipitaciones, de modo que el segundo evento de lluvias significativo (2 y 3 de noviembre) provocó un mayor ascenso del nivel piezométrico (Fig 5.4) y la activación de la descarga (desbordamiento) en la surgencia *TP* Pozancón. No obstante, estos valores también se podrían atribuir a las diferencias de conductividad hidráulica que pueden darse en la zona no saturada como consecuencia de distintas condiciones hidrodinámicas. La velocidad media obtenida a partir de las simulaciones para la BTC11 también muestra un valor bajo (Tab. 5.6), acorde con los rangos observados en otros sistemas hidrogeológicos recargados por escorrentía superficial (Barberá *et al.*, 2018).

5.10. Síntesis de los ensayos de trazadores artificiales

5.10.1. Sobre los resultados obtenidos

Las pruebas con sustancias fluorescentes que se han realizado en la sierra de Jarastepar y áreas próximas, durante diferentes condiciones hidrológicas, han ayudado a establecer los límites del área de recarga del acuífero situado en este sector, al tiempo que han permitido constatar la elevada complejidad hidrogeológica que presenta, acorde con sus características geológicas y estructurales. Los resultados son coherentes con las deducciones hechas a partir de las respuestas naturales (hidrodinámicas, hidrotérmicas, hidroquímicas e isotópicas) de los principales manantiales (véase capítulo 4). La integración de todos estos resultados ayuda a la compresión del funcionamiento hidrogeológico del área de estudio.

Una primera aproximación de los límites superficiales o área de recarga del sector que agrupa la sierra de Jarastepar y zonas adyacentes se presentó en el apartado 4.2 de la presente memoria. Esta distinción estaba únicamente basada en datos geológicos y estructurales. Los resultados procedentes de los ensayos con trazadores realizados en esta investigación han sido fundamentales para corroborar y precisar el límite E del área de estudio (Fig. 5.27) (Cancho de Almola y sector de Parauta). Así, con el ensayo nº 4 se ratificó que la divisoria más oriental del acuífero de la sierra de Jarastepar se encuentra en los materiales poco permeables que se localizan en el sector occidental de la sierra del Oreganal (Fig. 5.27), donde aparece un afloramiento de margas y margocalizas cretácicas, alargado en dirección N-S,

que se extiende por el arroyo de los Linarejos (véase mapa geológico adjunto a esta memoria). Estos materiales deben tener continuidad hacia el S bajo los carbonatos de la Unidad de Nieves; de hecho, afloran en una pequeña ventana tectónica al NE de Parauta. La inyección en el punto PI-7 demostró la conexión entre dicho sumidero y las principales surgencias *trop-pleins* que se localizan en la Zona Externa, en el borde SO de la sierra de Jarastepar. No se obtuvo detección positiva de sustancias fluorescentes en el manantial de Linarejos [M-49], situado a 1,5 km al NE del lugar donde se inyectó la uranina.

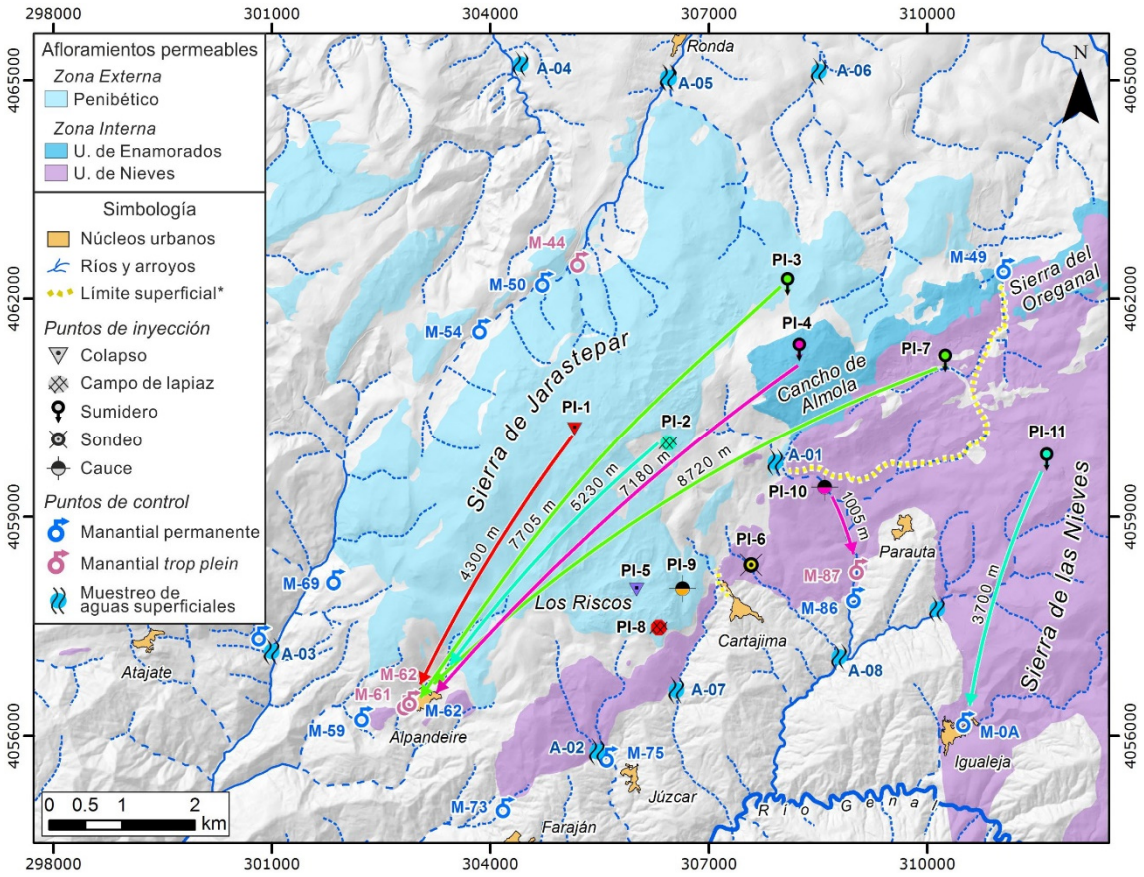


Figura 5.27. Mapa síntesis de las conexiones hidrogeológicas detectadas en los ensayos con trazadores realizados durante esta investigación. *Divisoria hidrogeológica en superficie, establecida sobre materiales carbonáticos

En el sector de Parauta, al S del Cancho de Almola, la divisoria está marcada por la estructura geológica, así como por la disposición de diferentes litologías en profundidad. Los materiales poco permeables (arcillas y areniscas del Flysch, y margas y margocalizas del Cretácico) que se encuentran por debajo de la Unidad de Nieves, como consecuencia del cabalgamiento de la Zona Interna sobre la Zona Externa, actuarían como barrera hidrogeológica al situarse en una posición tectónica más elevada (véase corte geológico 8-8´ adjunto a esta memoria). Así, la

inyección realizada en la prueba de trazado nº 5 (en el punto PI-10) mostró un flujo preferencial hacia el SE (Fig. 5.17; Fig. 5.27). Además, se constató que, en épocas de elevada recarga, el agua que drenan los manantiales situados al SO del Cancho de Almola (*TP* El Toril -M-84-, Cortijo el Cura -M-83-, La Nazana -M-82- y Los Pocillos -M-81-) (véase situación de los puntos en mapa hidrogeológico adjunto a la memoria), así como el agua procedente de la escorrentía, se infiltra en el cauce del arroyo Bolones, a su paso sobre los materiales carbonáticos de la Unidad de Nieves. El agua así infiltrada alcanza la surgencia *TP* Minilla y es drenada de forma relativamente rápida. Sin embargo, la inyección de trazador realizada en la parte occidental de la Sierra de las Nieves (PI-11) demostró la existencia de flujos hacia el manantial que constituye el nacimiento del río Genal [M-0A] y no hacia las surgencias de Algoma o *TP* Minilla.

En cuanto a las velocidades de flujo se han detectado las más rápidas en condiciones de aguas altas a muy altas. El agua subterránea circula preferentemente por la zona no saturada con una dirección dominante NE-SO, claramente condicionada por la orientación estructural del pliegue anticlinal que constituye este sector del acuífero, por las discontinuidades asociadas a los planos de estratificación y por las fracturas. En la mayoría las pruebas de trazado, las curvas evidencian un desplazamiento rápido a través de conductos bien desarrollados que se mezcla con un flujo algo más lento debido principalmente a zonas de estancamiento o conductos menos desarrollados (fisuras o matriz). No obstante, en aguas altas y muy altas, el volumen de agua infiltrada es tan elevado que en menos de 100 horas la nube de trazador ha pasado completamente (BTC7, BTC8, BTC9 y BTC10).

Por otra parte, en condiciones hidrodinámicas más bajas (como las registradas durante el ensayo nº 2) se ha demostrado la existencia de flujos menos rápidos que los anteriores, debido al menor volumen total de infiltración en el sistema y al menor gradiente hidráulico (BTC5 y BTC6). La curva de concentración de trazador (BTC6) que se obtuvo en el interior de la cavidad del manantial de Pozancón (sin descarga medible), mientras la surgencia de *TP* Alfaguara fue activa (Fig. 5.8.B; Fig. 5.25), se debe a procesos de difusión que, de manera local, se producen entre el flujo de agua que existe en la parte inferior de la cavidad vertical de Pozancón y la que ocupa el resto de la misma (Fig. 5.28.A). El aumento de concentración de trazador que se observó en Pozancón cuando la surgencia *TP* Alfaguara dejó de ser activa se debe a la elevada capacidad de difusión del agua en el conducto vertical, así como a una ralentización del flujo subterráneo tras el

cese de la descarga visible (Fig. 5.28.B). También es posible que llegara agua con mayor concentración de trazador, que se encontraba en la matriz u ocupando conductos desarrollados en zonas con escasa jerarquización de la red de drenaje, lo que da lugar a una menor renovación de agua en los mismos (Fig. 5.28.B). Esta componente de flujo empieza a notarse en la cola ligeramente ascendente de la BTC6, cuando parece predominar frente al flujo por conductos preferentes.

La no detección de trazadores en la surgencia de Pozancón a partir del momento en el que dicho punto deja de tener una descarga visible solo se ha registrado en el ensayo nº 1 (BTC3 y BTC4). La explicación puede estar relacionada con las condiciones del evento de recarga en el momento de la inyección y/o de las características de la conexión entre los puntos donde se vertieron los trazadores y el manantial de Pozancón.

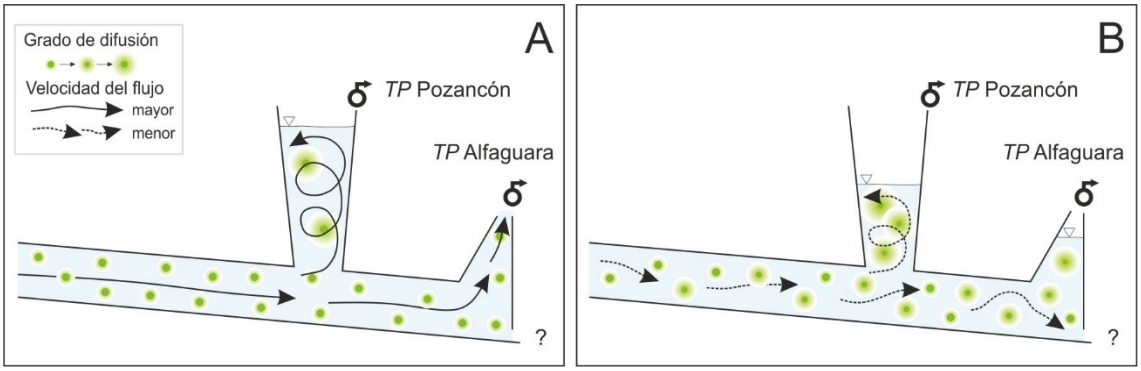


Figura 5.28. Representación esquemática de la interpretación del registro de trazador en el manantial de Pozancón durante el ensayo nº 2. Situación en la que *TP* Alfaguara presenta descarga visible (A) y cuando cesa el drenaje (B)

Finalmente, varios motivos pueden estar detrás de la no detección de algunos de los trazadores inyectados (Na-ph en PI-5; TIN en PI-6; EOS en PI-8 y AMG en PI-9). En primer lugar, se podría suponer la existencia de otros flujos relacionados con una circulación más lenta del agua en la zona saturada del acuífero. Los puntos de inyección se sitúan en el sector de Los Riscos (a cotas bajas), donde los gradientes hidráulicos son menores. Ello condicionaría la incorporación del agua trazada, infiltrada a través de los afloramientos carbonáticos de la Zona Externa, a flujos que no se dirigirían hacia las surgencias *trop-plein*, como los descritos con anterioridad. Los flujos circularían por la zona no saturada hasta llegar a la zona saturada del acuífero, en la que sufrirían un significativo proceso de dilución puesto que la geometría del sistema permitiría un gran volumen de agua almacenada en las calizas jurásicas del dominio Penibético y en los carbonatos de la Unidad de

Nieves (véanse los cortes geológicos 4-4´, 5-5´ y 6-6´ adjuntos a esta memoria). El contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna, en el que existen arcillas (Flysch) pinzadas, aunque sea de forma discontinua lateralmente, supone una dificultad añadida a la conservación de la masa de trazador (procesos de sorción), junto con un retardo considerable en la velocidad del desplazamiento.

Como consecuencia de los procesos antes citados, los flujos de agua subterránea que acaban siendo drenados por los manantiales localizados en la Zona Interna podrían tener una concentración de trazador ínfima, que no es detectable por los equipos destinados a este fin. Esta hipótesis estaría en consonancia con la respuesta hidrodinámica modulada que tiene lugar en los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa, junto con la mayor mineralización (facies sulfatadas cálcicas) y valores de $\delta^{13}C$ menos negativos respecto a las aguas drenadas por las surgencias ubicadas en la Zona Externa (*TP* Alfaguara y *TP* Pozancón) (véase capítulo 4). También podría ser porque la velocidad del flujo que llega a los manantiales de la Zona Interna sea muy lenta.

5.10.2. Sobre la aplicación de modelos de transporte

Los parámetros hidrodispersivos, calculados a partir de las curvas de concentración (BTCs) mediante modelos de transporte de equilibrio y de no equilibrio, proporcionan información sobre las propiedades hidráulicas en sistemas kársticos y son indicadores muy útiles para la predicción de la migración de contaminantes en el acuífero (Morales *et al.*, 2007). No obstante, los resultados obtenidos de las simulaciones deben considerarse con precaución, puesto que la complejidad del sistema hidrogeológico estudiado conlleva una elevada incertidumbre. En el caso de la velocidad media calculada, según la ecuación de transporte de dos regiones de no equilibrio (2RNE), se obtienen resultados aproximadamente un 10 % más bajos que con el modelo de advección-dispersión (AD) (Tab. 5.6). Sin embargo, las velocidades modales obtenidas a partir de la evaluación gráfica de las curvas (Tab. 5.5) son siempre mayores que cualquiera de las estimaciones generadas por las simulaciones. Los valores de dispersión y dispersividad obtenidos con uno y otro modelo también son distintos. Así, los resultados medios de estos parámetros calculados con el modelo AD son en todos los casos mayores que con el 2RNE. Esto se debe a que la ecuación AD considera la dispersión de manera general, mientras que el modelo de no equilibrio tiene en cuenta la dispersión que se produce como consecuencia del flujo inmóvil (Birk *et*

al., 2006); además debe ajustar simultáneamente 4 parámetros (v, D, β y ω), lo que resulta una cuantificación menos precisa (Van Genuchten *et al.*, 2012). No obstante, como se deduce de los valores de eficiencia de Nash-Sutcliffe, el modelo de 2RNE es capaz de reproducir mejor las curvas de concentración de trazador consideradas que el modelo AD. Aun así, la precisión de los datos está condicionada por las irregularidades del registro de trazador (la presencia de dos o más modas, la degradación del trazador a consecuencia de la luz, etc.) y el número y calidad del conjunto de datos adquiridos (Field y Pinsky, 2000).

En la presente investigación, el movimiento de los trazadores dentro del acuífero está generalmente dominado por advección longitudinal y dispersión a lo largo de la trayectoria del flujo. De manera local se han detectado procesos de difusión en el ensayo nº 2 (Fig. 5.28), para cuya curva BTC6´ no ha sido posible la modelización. Los procesos físicos adicionales (partición del flujo, intercambio con la matriz/conducto, etc.) debidos a la interacción de la fase móvil con la inmóvil serían los responsables de la asimetría de las curvas y sus colas. La difusión de la matriz se considera despreciable limitada debido a la baja permeabilidad de las calizas y dolomías jurásicas compactas, aunque dicho proceso podría explicar algunas irregularidades observadas en las curvas de concentración, como ligeras modas secundarias en las colas (BTC9 y BTC10).

6. EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y BALANCE HIDROGEOLÓGICO

En este capítulo se exponen los resultados de la evaluación de los recursos hídricos, para el periodo histórico 1950/51 - 2016/17, y del balance hidrogeológico para el periodo comprendido entre los años hidrológicos 2014/15 - 2016/17, de los dos acuíferos diferenciados en el área de estudio. La complejidad geológica de la zona ha dificultado la delimitación del área de recarga y los límites acuíferos. Sin embargo, esto ha podido resolverse a partir de la información obtenida mediante el uso de diferentes técnicas analizadas en los capítulos previos. La figura 6.1 resume los diversos aspectos que se han tenido en cuenta en la presente Tesis Doctoral para la evaluación de los recursos hídricos y la realización del balance hidrogeológico, así como los procedimientos metodológicos empleados.

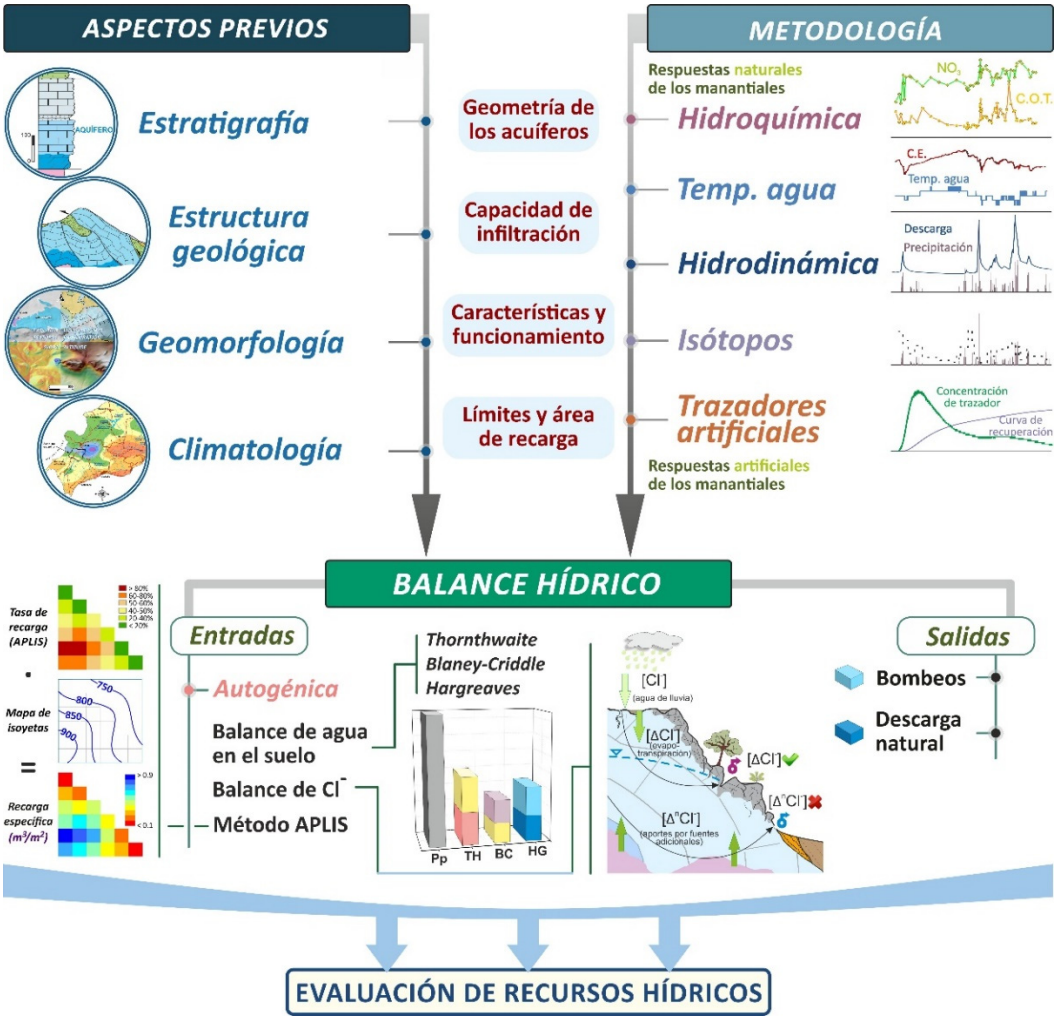


Figura 6.1. Esquema conceptual de las metodologías empleadas para la elaboración del capítulo de evaluación de recursos hídricos y balance hidrogeológico. Modificado de Mudarra *et al.* (2019)

Por una parte, se han calculado las entradas o recursos medios anuales, considerados equivalentes a la lluvia útil o infiltración eficaz, mediante el uso de diversas metodologías empíricas y numéricas. Por otra, se han estimado las salidas o descargas correspondientes a los caudales drenados por los diferentes manantiales y a los bombeos efectuados en los sondeos. El balance se ha realizado para cada uno de los tres años hidrológicos incluidos el periodo de investigación (2014/15, 2015/16 y 2016/17). En el caso del periodo histórico, se ha llevado a cabo una estimación de los recursos hídricos medios a partir de la información disponible. Cabe recordar que, de acuerdo con el capítulo 3, el periodo de investigación se considera representativo de condiciones pluviométricas medias, aunque con tendencia a ser secas.

A continuación se describen los métodos utilizados para la estimación de las distintas componentes del balance, la evaluación de los recursos hídricos y se exponen los principales resultados obtenidos.

6.1. Salidas

El funcionamiento hidrodinámico de los macizos carbonáticos de Las Viñas-Alto del Unicornio y de la sierra de Jarastepar tiene lugar en régimen natural. El cálculo de los caudales de descarga se ha realizado mediante la integración de los hidrogramas obtenidos con datos horarios, en el caso de Fuente Grande, *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara y La Zúa, y con registros semanales o quincenales para los manantiales de Arroyo del Agua, Charco y Huertos. Los datos mostrados en este apartado se refieren a los resultados obtenidos para los 3 años hidrológicos considerados del periodo de investigación.

En el sector occidental (Las Viñas-Alto del Unicornio), la descarga media natural controlada durante el periodo de estudio fue 3,3 hm^3/año (Tab. 6.1), de los que 2 hm^3/año corresponden al caudal conjunto de los manantiales de Fuente Grande (25 l/s) y Arroyo del Agua (37 l/s). Además, existen cuatro puntos de surgencia (*trop-plein*) no controlados de manera regular que sólo son activos cuando se producen eventos de lluvia importantes. Se sitúan a 861, 783, 690 y 573 m s.n.m. y son: *TP* Alfaguara de la Sierra -M-33-, *TP* Alfaguara de la Sierra II -M-32-, *TP* El Molinillo -M-02- y *TP* Almendral de Mariana -M-19-, respectivamente (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). Aunque se localizan sobre margocalizas del

Cretácico, parecen estar conectados hidrogeológicamente con los afloramientos carbonáticos de Las Viñas-Alto del Unicornio. No se puede descartar que exista algo de descarga difusa hacia el cauce del río Guadiaro. A partir de observaciones directas de campo efectuadas en el transcurso de esta investigación, se ha estimado un caudal medio de 1,3 hm^3/año para las surgencias de funcionamiento esporádico junto con la descarga que eventualmente pudiera producirse hacia el cauce del Guadiaro (Tab. 6.1).

Acuífero	**Punto**	**2014/15**		**2015/16**		**2016/17**		**Media P.Investigación**		**Datos históricos**	
		hm^3/año	**l/s**	**hm^3/año**	**l/s**	**hm^3/año**	**l/s**	**hm^3/año**	**l/s**	**hm^3/año**	**l/s**
Las Viñas-Alto del Unicornio	Ayo. del Agua	1,1	35	1,1	38	1,2	39	1,2	37	--	--
	Fuente Grande	0,8	25	0,8	25	0,9	26	0,8	25	0,2	7
	Otros[1]	1,6	--	1,1	--	1,2	--	1,3	--	--	--
		3,5	30	3	31,5	3,3	32,5	**3,3**	31	0,2	7
Sierra de Jarastepar	*TP* Pozancón + *TP* Alfaguara	3,2	96 2577*	1,9	61 1808*	3,0	86 2337*	2,7	81 2241*	--	--
	Huertos	0,8	25	0,7	25	0,7	24	0,7	25	0,6	20
	Charco	0,7	22	0,7	24	0,7	23	0,7	23	0,5	16
	Zúa	6,6	208	6,6	209	6,1	195	6,4	204	5,7	180
	Otros (*Trop-pleins*)	2,0	--	1,6	--	1,8	--	1,8	--	--	--
	Bombeos	0,1	3	0,1	3	0,1	3	0,1	3	--	--
		13,3	71	11,6	64	12,4	66	**12,4**	67	6,8	72
Total área de estudio		16,8	51	14,6	48	15,6	49	**15,7**	49	7,0	40

Tabla 6.1. Salidas medias controladas en los sectores de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar, durante el periodo de investigación y según los datos históricos del IGME. [1] Caudal estimado para las surgencias *trop-plein* situadas en Las Viñas-Alto del Unicornio junto con las posibles transferencias hacia el cauce del río Guadiaro. * Corresponde al caudal medio conjunto registrado en *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara durante los días en los que estos manantiales han estado activos (registro de *logger*)

En lo que se refiere a la sierra de Jarastepar, la mayor parte de esta investigación se ha centrado en caracterizar la zona de descarga de su borde sur, donde se encuentran los manantiales principales. Las salidas medias controladas en este acuífero (Tab. 6.1) han sido de 12,4 hm^3/año (12,3 hm^3/año por descarga de manantiales y 0,1 hm^3/año de la extracción por bombeos). El caudal drenado por las distintas surgencias se ha evaluado a partir de los aforos efectuados en los manantiales permanentes de La Zúa (204 l/s de caudal medio), Charco (23 l/s) y Huertos (25 l/s), y en los drenajes temporales de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón con caudal medio conjunto de 81 l/s para los 3 años del periodo de investigación. No obstante, el caudal medio de estos dos últimos puntos sería 2241 l/s si se tienen en cuenta únicamente los momentos en los que dichas surgencias han estado activas

(véase apartado 4.4). Además, en el sector oriental existen otros puntos de descarga esporádicos, cuyo caudal medio se ha calculado en 1,8 hm^3/año a partir de aforos puntuales (Tab. 6.1). Estos puntos, en algunos casos de funcionamiento estacional y situados a cotas más elevadas que los manantiales permanentes situados al S, se han agrupado en la presente memoria por su proximidad (véase mapa hidrogeológico adjunto): La Hierbabuena, conjunto formado por las surgencias de Siete Fuentes [M-58] 1158 m s.n.m., Arroyo de las Culebras [M54] 985 m s.n.m., (*TP*) La Arena [M-50] 910 m s.n.m. y La Puentezuela [M-44] 881 m s.n.m.; La Nazana, compuesta por *TP* El Toril [M-84] 1120 m s.n.m., Cortijo el Cura [M-83] 1069 m s.n.m., La Nazana [M-82] 1041 m s.n.m. y Los Pocillos [M-81] 1003 m s.n.m.; Los Linarejos, como conjunto de las surgencias de Venta los Linarejos I [M-55] 990 m s.n.m., II [M-51] 919 m s.n.m. y el drenaje del sector occidental de la sierra del Oreganal por el manantial de Linarejos [M-49] 894 m s.n.m.

Las salidas por bombeos en ambos sectores hidrogeológicos son ínfimas. El aprovechamiento de las aguas subterráneas mediante sondeos se realiza principalmente para abastecimiento, sobre todo en los meses de verano, cuando merman los caudales de los manantiales utilizados para este fin. Los ayuntamientos de los diferentes municipios implicados (Atajate, Alpandeire, Faraján y Cartajima) son los encargados de gestionar las extracciones de estos sondeos. Sin embargo, no se cuenta con un registro local de los volúmenes bombeados, de manera que se ha llevado a cabo una estimación de forma indirecta. Se recopiló información del número de meses (entre 3 y 10) que tienen lugar los bombeos y el número de habitantes (1147 habitantes permanentes) según el censo de 2016, junto con un aumento de 1/3 de la población en los meses de verano (382 habitantes más durante 3 meses) y se estableció una dotación teórica de 220 l/hab/día. Esta dotación está dentro del rango de magnitud (entre 100 y 330 l/hab/día) que propone la Instrucción de Planificación Hidrológica (IPH, 2008) para poblaciones de menos de 50.000 habitantes. El volumen medio anual de extracción por bombeos en el acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación ha sido del orden de 0,1 hm^3/año. No se producen salidas por bombeos para abastecimiento en el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio y las extracciones para riego de pequeñas fincas son irrelevantes en cuanto a balance hídrico se refiere.

Por consiguiente, durante los tres años hidrológicos que comprende el periodo de investigación, el valor medio de las de las salidas en la zona de estudio

es de 15,7 hm^3/año: 3,3 hm^3/año corresponden al acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio y 12,4 hm^3/año al de la sierra de Jarastepar.

6.2. Entradas

En los dos acuíferos diferenciados en la presente investigación las principales entradas de agua proceden de la infiltración directa de la precipitación (en contadas ocasiones en forma de nieve) caída sobre los afloramientos carbonáticos. En algunos puntos concretos tiene lugar la infiltración concentrada de las aguas superficiales a través de sumideros kársticos (véase apartado 2.6.4 y capítulo 5). A efectos de evaluación de los recursos hídricos subterráneos, se ha considerado despreciable la escorrentía que pudiera generarse sobre las dolomías y calizas, habida cuenta de la elevada permeabilidad que presentan estos materiales (en especial, las calizas jurásicas del Penibético) y de la gran abundancia de morfologías exokársticas (véase apartado 2.6.4). Sin embargo, la presencia de margas y margocalizas de edad Cretácico-Terciario, con menor permeabilidad que los carbonatos jurásicos infrayacentes, en el borde suroriental de la sierra de Jarastepar, así como en buena parte de los relieves de Las Viñas-Alto del Unicornio, contribuye a la generación de flujo superficial en detrimento de la infiltración del agua de lluvia en los afloramientos de estos materiales de baja permeabilidad. Asimismo, las mayores pendientes que suelen presentar dichas zonas favorecen la generación de escorrentía superficial. Algunos de estos flujos pueden ser conducidos por la red de drenaje hacia afloramientos carbonáticos donde se produce infiltración parcial del agua de escorrentía, como se constató durante la inyección de la piranina en el ensayo nº 1 (PI-2). Sin embargo, estos volúmenes son mínimos.

Con el fin de precisar los volúmenes de agua que recargan los acuíferos de Las Viñas-Alto del Unicornio y de la sierra de Jarastepar se han aplicado 3 tipos de metodologías diferentes: balance hídrico del suelo, según las ecuaciones de Thornthwaite (1948), Blaney-Criddle (1964) y Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985); método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2008) y balance de masas de Cl^- (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1983; Alcalá, 2005). Este último procedimiento sólo se ha podido usar a partir de los datos de las aguas drenadas por los manantiales de Arroyo del Agua, Fuente Grande, *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara. En las aguas de los manantiales localizados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) se han detectado concentraciones de ion Cl^- (véase apartado 4.6.2;

Tab. 4.8) cuyo origen podría estar asociado a las evaporitas diseminadas en las arcillas triásicas, además de a la concentración por evaporación del agua de lluvia.

6.2.1. Precipitaciones

Se ha llevado a cabo la evaluación del volumen total de agua de precipitación (P) sobre los afloramientos carbonáticos del área de estudio. Se han considerado dos períodos de tiempo en dicho análisis: uno histórico (1950/51-2016/17) y otro de investigación (2014/15-2016/17). En ambos casos, las series de datos disponibles para el cálculo de la precipitación media anual proceden de las estaciones pluviométricas indicadas en el apartado 3.2 de esta memoria. A diferencia del análisis climático realizado en el capítulo 3, las precipitaciones medias anuales calculadas en el presente apartado se han estimado a partir de la planimetría de isoyetas (Figs. 3.8 - 3.10 y 3.15 - 3.17), ya que resulta más adecuado en zonas montañosas, donde la distribución de la lluvia está influenciada por la orografía. Los resultados obtenidos para ambos periodos se muestran en la tabla 6.2.

Acuífero	Área (km^2)	Periodo histórico (1950/51-2016/17)						Periodo de investigación (2014/15-2016/17)							
		Seco (1994/95)		Medio		Húmedo (1962/63)		2014/15		2015/16		2016/17		Pmedia investigación	
		mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	391	2,8	961	6,9	1830	13,2	950	6,8	1015	7,3	868	6,2	944	**6,8**
Sierra de Jarastepar	38,0	391	14,9	949	36,0	1816	69,0	804	30,6	809	30,7	680	25,9	764	**29,0**
Total afloramientos carbonáticos	45,2	391	17,7	**951**	**43,0**	1818	82,2	827	37,4	842	38,0	710	32,1	**793**	**35,8**

Tabla 6.2. Precipitaciones anuales obtenidas a partir de la planimetría de las isoyetas en los acuíferos del área de estudio, para los años seco, medio y húmedo del periodo histórico (1950/51-2016/17) y para cada año hidrológico del periodo de investigación (2014/15-2016/17)

La precipitación media del período histórico registrada sobre los afloramientos carbonáticos es 951 mm (Tab. 6.2). A partir de este valor se ha calculado el volumen medio anual de agua de lluvia registrado sobre los afloramientos carbonáticos, que ha resultado ser 43 hm^3. Por sectores, el volumen medio anual de lluvia es más elevado en el sector oriental (36 hm^3), como corresponde por su mayor superficie de recarga, que en el occidental (6,9 hm^3), aunque en el segundo llueve más.

Durante el periodo 2014/15-2016/17, la precipitación media anual sobre los 45,2 km^2 de superficie permeable fue 793 mm, que equivale a 35,8 hm^3, un 17 % menos que el valor medio estimado para el periodo histórico (Tab. 6.2). El volumen medio anual de precipitación acumulado sobre el acuífero de la sierra de Jarastepar fue de 29 hm^3 y sobre el área de Las Viñas-Alto del Unicornio de 6,8 hm^3.

Los resultados obtenidos a partir de la planimetría de isoyetas (Tab. 6.2) recogen las variaciones espaciales y temporales de las precipitaciones en la zona de estudio, deducidas del análisis climatológico del capítulo 3 de esta memoria.

6.2.2. Balance de agua en el suelo. Cálculo de la evapotranspiración real y lluvia útil mediante las ecuaciones de Thornthwaite (1948), Blaney-Criddle (1964) y Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985)

Los modelos sencillos de balance de agua en el suelo consideran este como un almacén con capacidad de acumulación limitada, donde las entradas tienen lugar por la infiltración del agua de lluvia y las salidas mediante evapotranspiración. Cuando la precipitación colma el almacenamiento se produce infiltración o escorrentía superficial, esta última prácticamente despreciable en acuíferos carbonáticos.

Las tres ecuaciones utilizadas para el cálculo de la evapotranspiración potencial o de referencia (*ETP)* en la presente investigación (Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves) consideran datos diarios de temperatura media del aire (T). A partir de los valores de ETP y de los datos diarios de precipitación (P) se evalúa la correspondiente evapotranspiración real (ETR) y la lluvia útil ($PU = P$ - ETR). Esta última da lugar a infiltración eficaz y/o escorrentía, dependiendo de las características de los materiales donde se aplique el balance hídrico del suelo (pendiente, permeabilidad, desarrollo edáfico, etc.). Los valores de PU resultantes son multiplicados por la superficie de afloramientos, tanto si son carbonáticos y la infiltración se produce directamente sobre ellos como si son de baja permeabilidad y generan escorrentía que se infiltra en formas exokársticas de absorción.

El cálculo de la ETR se ha efectuado mediante la suma mensual de resultados diarios, para el periodo comprendido entre octubre de 1997 y septiembre de 2017, y con datos diarios, para el periodo de investigación. Las estaciones pluviométricas (Fig. 3.4) son: Cueva de la Pileta, Cortes de la Frontera, Pujerra, Ronda -Quejigales-, Cartajima, Alpandeire y Ronda. Por su parte, las estaciones

termométricas (Fig. 3.26) son: Cortes de la Frontera, Pujerra, Ronda -Quejigales-, Alpandeire y Ronda. El periodo seleccionado para los cálculos de balance de agua en el suelo (1997/98-2016/17) no coincide con el utilizado anteriormente (capítulo 3) para la caracterización de los años tipo seco, húmedo y medio (1950/51-2016/17). La longitud del período considerado (1997/98-2016/17) es de 20 años hidrológicos, lo que podría resultar insuficiente de acuerdo con las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). No obstante, en este intervalo temporal están representadas condiciones climatológicas variables, con 5 años húmedos, 8 años secos y 7 años medios, de manera que los porcentajes de infiltración real obtenidos para el periodo 1997/98-2016/17 podrían ser suficientemente representativos para su aplicación a los años tipo obtenidos a partir del periodo 1950/51-2016/17. En cualquier caso, es el periodo más completo en el que se dispone de datos de temperatura, imprescindibles para los cálculos de balance de agua en el suelo.

En el caso del periodo de investigación (2014/15-2016/17), se han utilizado los registros diarios de precipitación de 7 estaciones pluviométricas (véase Tab. 3.1; Fig. 3.4): Jarastepar, Pujerra, Los Riscos, El Almendral, Atajate, Ronda y Alpandeire. En cuanto a los datos de temperatura se ha seleccionado 6 estaciones termométricas, las mismas que en el caso anterior a excepción de Atajate.

Los cálculos de la *ETR* y de la *PU* mediante las distintas ecuaciones y para los diferentes periodos de evaluación han sido efectuados con el programa TRASERO 2.3 (Padilla y Delgado, 2011). Posteriormente se ha utilizado la herramienta Análisis Espacial de ArcGis v.10.3 para la cuantificación del volumen de recarga. En dicho cálculo se han considerado valores de capacidad de retención de agua en el suelo (*CRAS*) o reserva útil de 25 y 50 mm, dadas las propiedades edáficas de los suelos, poco desarrollados y con escaso espesor –de 10 a 15 cm- y textura franco-arcillosa. El valor de *CRAS* corresponde al intervalo de humedad volumétrica definido entre el punto de marchitez permanente y la capacidad de campo (Allen *et al.*, 1998).

6.2.2.1. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de Thornthwaite (1948)

Los cálculos a partir de la ecuación de Thornthwaite deben realizarse con datos diarios, sobre todo en zonas con climas áridos o semiáridos, donde existe una

importante irregularidad de las precipitaciones (como ocurre en el S de España). De otro modo, cuando el paso de tiempo utilizado es mensual, los valores de PU podrían estar subestimados (Gollonet y Castillo, 1986).

A partir de los registros diarios de temperatura y precipitación de las estaciones meteorológicas seleccionadas se han estimado los valores de ETR y PU según la ecuación de Thornthwaite (1948), tanto para el periodo 1997/98-2016/17 (Tab. 6.3) como para el de investigación (Tab. 6.4).

Ecuación de Thornthwaite

Acuífero	**Pluviometría**		**Temperatura**		**ETR**				**Lluvia útil**			
	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
					ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	Cortes de la Frontera	1186	Cortes de la Frontera	16,8	290	24,5	345	29,1	896	75,5	841	70,9
	Cueva de la Pileta	1357	Cortes de la Frontera	16,8	294	22,1	351	26,3	1038	77,9	981	73,7
	Ronda	602	Ronda	15,9	250	41,5	290	48,2	352	58,5	312	51,8
	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	271	26,8	325	32,2	739	73,2	685	67,8
Sierra de Jarastepar	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	271	26,8	325	32,2	739	73,2	685	67,8
	Ronda	602	Ronda	15,9	250	41,5	290	48,2	352	58,5	312	51,8
	Ronda (Quejigales)	1158	Ronda (Quejigales)	11,6	234	20,2	278	24,0	924	79,8	880	75,9
	Pujerra	1061	Pujerra	15,4	261	24,6	311	29,3	800	75,4	750	70,7
	Cartajima	943	Alpandeire	16,9	333	35,3	360	38,2	610	64,7	583	61,8
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)				**276**	27,8	**323**	32,5	**766**	72,2	**719**	67,5

Tabla 6.3. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación Thornthwaite, para intervalos mensuales, a partir de las series diarias de precipitación y temperatura del aire registradas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

Los cálculos realizados (Tab. 6.3) para el periodo 1997/98-2016/17 permiten obtener valores medios anuales de ETR de 276 mm ($CRAS = 25$ mm) y 323 mm ($CRAS = 50$ mm). La lluvia útil, calculada como la diferencia entre los valores de P y los de ETR, varía entre 766 mm ($CRAS = 25$ mm) y 719 mm ($CRAS = 50$ mm), lo que supone el 72,2 y 67,5 %, respectivamente, de la precipitación media anual.

Los resultados obtenidos para el periodo de investigación (Tab. 6.4), a partir de la misma ecuación, revelan valores medios anuales de ETR más bajos, entre 241

mm ($CRAS = 25$ mm) y 293 mm ($CRAS = 50$ mm). En lo referente a la lluvia útil, los valores medios anuales resultantes se encuentran en el rango 585-633 mm ($CRAS$ = 50 y 25 mm), equivalentes al 65,5 y 70,9 %, respectivamente, del valor de la precipitación media anual.

Ecuación de Thornthwaite

Acuífero	Pluviometría			Temperatura		ETR				Lluvia útil			
	Año hidrológico	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
						ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	2014/2015	El Almendral	1062	El Almendral	16,1	279	26,3	349	32,9	783	73,7	710	66,8
	2015/2016		1095		15,6	251	22,8	305	27,7	850	77,2	796	72,3
	2016/2017		1086		16,3	231	21,3	281	25,9	855	78,7	805	74,1
	2014/2015	Atajate	930	El Almendral	16,1	232	24,9	286	30,7	695	74,8	641	69,0
	2015/2016		954		15,6	227	23,8	281	29,4	727	76,2	674	70,6
	2016/2017		1024		16,3	233	22,8	283	27,7	790	77,2	740	72,3
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	237	42,9	287	51,9	296	53,7	246	44,6
	2015/2016		570		16,7	242	42,4	296	51,8	329	57,6	275	48,2
	2016/2017		487		17,1	236	48,4	296	60,7	251	51,6	275	56,4
	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	261	28,3	340	36,9	660	71,7	580	63,1
	2015/2016		955		17,1	242	25,3	297	31,1	713	74,7	658	68,9
	2016/2017		807		17,5	262	32,4	312	38,6	545	67,6	495	61,4
Sierra de Jarastepar	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	261	28,3	340	36,9	660	71,7	580	63,1
	2015/2016		955		17,1	242	25,3	297	31,1	713	74,7	658	68,9
	2016/2017		807		17,5	262	32,4	312	38,6	545	67,6	495	61,4
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	237	42,9	287	51,9	296	53,7	246	44,6
	2015/2016		570		16,7	242	42,4	296	51,8	329	57,6	275	48,2
	2016/2017		487		17,1	236	48,4	296	60,7	251	51,6	275	56,4
	2014/2015	Jarastepar	800	Jarastepar	12,5	222	27,7	268	33,5	577	72,2	531	66,4
	2015/2016		840		12,4	205	24,5	255	30,4	634	75,5	584	69,6
	2016/2017		671		12,6	186	27,8	223	33,2	484	72,2	448	66,8
	2014/2015	Pujerra	973	Pujerra	16,3	256	26,3	307	31,5	711	73,0	660	67,9
	2015/2016		1069		16,1	228	21,4	283	26,5	841	78,6	786	73,5
	2016/2017		1025		16,2	263	25,7	313	30,6	762	74,3	712	69,4
	2014/2015	Los Riscos	866	Los Riscos	14,5	269	31,1	319	36,8	595	68,7	545	63,0
	2015/2016		894		14,4	247	27,7	296	33,1	646	72,3	598	66,9
	2016/2017		804		14,8	254	31,6	279	34,8	549	68,3	524	65,1
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)					**241**	28,8	**293**	35,0	**633**	70,9	**585**	65,5

Tabla 6.4. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Thornthwaite, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

6.2.2.2. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de Blaney-Criddle (1964)

La fórmula de Blaney-Criddle (1964) es de uso frecuente en investigaciones hidrogeológicas ya que requieren pocas variables meteorológicas. Al igual que con las ecuaciones de Thornthwaite, en climas de extrema aridez puede generar

subestimaciones de PU mientras que en condiciones climáticas húmedas este parámetro puede sobreestimarse (Allen y Pruitt, 1986). Para la modelización del balance de agua en el suelo, según esta ecuación, se necesitan valores diarios de temperatura media del aire y precipitación, lo que hace posible el cálculo de la ETP.

Los valores medios anuales de ETR obtenidos a partir de las ecuaciones de Blaney-Criddle (Tab. 6.5) para el periodo 1997/98-2016/17, se encuentran comprendidos entre 411 y 476 mm (25 y 50 mm de reserva útil del suelo, respectivamente). Según estos cálculos, los valores medios de la PU en el área de estudio son 635 mm ($CRAS$ = 25 mm) y 570 mm ($CRAS$ = 50 mm). Así, los porcentajes de recarga calculados a partir de las ecuaciones mencionadas, 59,4 y 52,8 % para $CRAS$ de 25 y 50 mm respectivamente (Tab. 6.5), son los más bajos de los obtenidos de las tres ecuaciones de balance de agua en el suelo utilizadas en la presente investigación para el periodo 1997/98-2016/2017.

Ecuación de Blaney-Criddle

Acuífero	**Pluviometría**		**Temperatura**		**ETR**				**Lluvia útil**			
	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
					ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	Cortes de la Frontera	1186	Cortes de la Frontera	16,8	410	34,6	501	42,3	776	65,4	685	57,7
	Cueva de la Pileta	1357	Cortes de la Frontera	16,8	587	43,3	622	45,9	769	56,7	734	54,1
	Ronda	602	Ronda	15,9	341	56,6	401	66,6	261	43,4	201	33,4
	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	380	37,7	470	46,5	630	62,3	540	53,5
Sierra de Jarastepar	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	380	37,7	470	46,5	630	62,3	540	53,5
	Ronda	602	Ronda	15,9	341	56,6	401	66,6	261	43,4	201	33,4
	Ronda (Quejigales)	1158	Ronda (Quejigales)	11,6	311	26,9	377	32,5	847	73,1	782	67,5
	Pujerra	1061	Pujerra	15,4	359	33,9	439	41,4	702	66,1	622	58,6
	Cartajima	943	Alpandeire	16,9	486	51,5	520	55,1	457	48,5	423	44,9
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)				**411**	40,6	**476**	47,2	**635**	59,4	**570**	52,8

Tabla 6.5. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Blaney-Criddle, para intervalos mensuales, a partir de las series diarias de precipitación y temperatura del aire recogidas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

Si se aplica el mismo procedimiento para el periodo de investigación (Tab. 6.6) se obtienen unos valores medios anuales de ETR que varían entre 349 ($CRAS$ = 25 mm) y 424 mm ($CRAS$ = 50 mm). Estos resultados son menores que los calculados para el periodo 1997/98-2016/17 con la misma ecuación. El rango de

valores de lluvia útil está comprendido entre 444 mm ($CRAS = 50$ mm) y 526 mm ($CRAS = 25$ mm), equivalentes al 48,6 y 58,2 % de la precipitación media anual, y claramente menores que los calculados mediante la ecuación de Thornthwaite para el mismo periodo (Tab. 6.4).

Ecuación de Blaney-Criddle

Acuífero	Pluviometría			Temperatura		ETR				Lluvia útil			
	Año hidrológico	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
						ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	2014/2015	El Almendral	1062	El Almendral	16,1	384	36,2	493	46,4	678	63,8	569	53,6
	2015/2016		1095		15,6	385	34,9	459	41,7	716	65,1	642	58,3
	2016/2017		1086		16,3	358	32,9	450	41,4	729	67,1	637	58,6
	2014/2015	Atajate	930	El Almendral	16,1	313	33,7	286	30,7	616	66,3	512	55,0
	2015/2016		954		15,6	358	37,6	433	45,4	596	62,4	521	54,6
	2016/2017		1024		16,3	357	34,9	449	43,9	666	65,1	574	56,1
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	324	58,8	424	76,7	211	38,2	112	20,3
	2015/2016		570		16,7	383	67,2	458	80,3	187	32,8	112	19,7
	2016/2017		487		17,1	333	68,4	390	80,0	154	31,6	97	20,0
	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	347	37,7	466	50,7	574	62,3	454	49,3
	2015/2016		955		17,1	395	41,4	480	50,3	559	58,6	474	49,7
	2016/2017		807		17,5	372	46,2	481	59,7	435	53,8	326	40,3
Sierra de Jarastepar	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	347	37,7	466	50,7	574	62,3	454	49,3
	2015/2016		955		17,1	395	41,4	480	50,3	559	58,6	474	49,7
	2016/2017		807		17,5	372	46,2	481	59,7	435	53,8	326	40,3
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	324	58,8	424	76,7	211	38,2	112	20,3
	2015/2016		570		16,7	383	67,2	458	80,3	187	32,8	112	19,7
	2016/2017		487		17,1	333	68,4	390	80,0	154	31,6	97	20,0
	2014/2015	Jarastepar	800	Jarastepar	12,5	287	35,8	353	44,1	513	64,2	448	55,9
	2015/2016		840		12,4	292	34,8	353	42,1	548	65,2	486	57,9
	2016/2017		671		12,6	247	36,9	304	45,4	423	63,1	366	54,6
	2014/2015	Pujerra	973	Pujerra	16,3	354	36,4	444	45,6	615	63,2	526	54,0
	2015/2016		1069		16,1	366	34,2	446	41,7	703	65,8	623	58,3
	2016/2017		1025		16,2	379	37,0	473	46,1	646	63,0	552	53,9
	2014/2015	Los Riscos	866	Los Riscos	14,5	358	41,3	439	50,6	509	58,7	427	49,4
	2015/2016		894		14,4	364	40,8	430	48,1	529	59,2	464	51,9
	2016/2017		804		14,8	373	46,4	401	49,9	431	53,6	403	50,1
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)					**349**	41,6	**424**	50,5	**526**	58,2	**444**	48,6

Tabla 6.6. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Blaney-Criddle, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

6.2.2.3. Cálculo de la evapotranspiración real por la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985)

La ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) se ha utilizado en multitud de contextos climáticos con resultados aceptables en la mayoría de los casos (Sepaskhah y Razzaghi, 2009; Jensen *et al.*, 1997; López-Urrea *et al.*, 2006).

Para el cálculo del balance de agua en el suelo con dicha fórmula se necesitan datos diarios de precipitación y temperatura máxima y mínima del aire.

En la tabla 6.7 se muestran los resultados obtenidos para el periodo 1997/98-2016/17, en el cual los valores medios anuales de *ETR* varían entre 366 y 431 mm (*CRAS* de 25 y 50 mm). El balance hídrico mensual efectuado aporta valores medios anuales de lluvia útil comprendidos entre 611 mm ($CRAS = 50$ mm) y 676 mm ($CRAS = 25$ mm). Los porcentajes de recarga calculados (56,6 y 63,0 %) son más bajos que los obtenidos para el mismo periodo a partir de las ecuaciones de Thornthwaite y más elevados que los calculados por las fórmulas de Blaney-Criddle.

Ecuación de Hargreaves

Acuífero	**Pluviometría**		**Temperatura**		**ETR**				**Lluvia útil**			
	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
					ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	Cortes de la Frontera	1186	Cortes de la Frontera	16,8	355	29,9	431	36,3	831	70,1	755	63,7
	Cueva de la Pileta	1357	Cortes de la Frontera	16,8	356	26,7	435	32,7	975	73,3	897	67,3
	Ronda	602	Ronda	15,9	306	50,9	361	59,9	296	49,1	241	40,1
	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	334	33,1	411	40,7	676	66,9	598	59,3
Sierra de Jarastepar	Alpandeire	1010	Alpandeire	16,9	334	33,1	411	40,7	676	66,9	598	59,3
	Ronda	602	Ronda	15,9	306	50,9	361	59,9	296	49,1	241	40,1
	Ronda (Quejigales)	1158	Ronda (Quejigales)	11,6	317	27,4	385	33,2	841	72,6	773	66,8
	Pujerra	1061	Pujerra	15,4	313	29,5	380	35,8	748	70,5	681	64,2
	Cartajima	943	Alpandeire	16,9	581	61,6	613	65,0	362	38,4	330	35,0
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)				**366**	37,0	**431**	43,4	**676**	63,0	**611**	56,6

Tabla 6.7. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Hargreaves, para intervalos mensuales, con las series diarias de precipitación y temperatura del aire recogidas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

Los valores medios anuales de *ETR* obtenidos con la ecuación de Hargreaves durante el periodo de investigación (Tab. 6.8) son 316 y 393 mm ($CRAS = 25$ y 50 mm). En lo referente a la lluvia útil, los valores medios anuales resultantes se encuentran entre 480 y 556 mm ($CRAS = 50$ y 25 mm). Los porcentajes de recarga calculados (53,0 y 61,8 %) serían menores que los correspondientes al periodo 1997/98-2016/17 (Tab. 6.7).

Ecuación de Hargreaves

Acuífero	Pluviometría			Temperatura		ETR				Lluvia útil			
	Año hidrológico	Estación pluviométrica	P media (mm)	Estación termométrica	T media (ºC)	CRAS=25 mm		CRAS=50 mm		CRAS=25 mm		CRAS=50 mm	
						ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Las Viñas-Alto del Unicornio	2014/2015	El Almendral	1062	El Almendral	16,1	360	33,9	462	43,5	702	66,1	600	56,5
	2015/2016		1095		15,6	362	32,9	454	41,2	739	67,1	647	58,8
	2016/2017		1086		16,3	342	31,5	431	39,7	744	68,5	655	60,3
	2014/2015	Atajate	930	El Almendral	16,1	291	31,3	387	41,7	638	68,6	542	58,3
	2015/2016		954		15,6	328	34,4	428	44,9	626	65,6	526	55,1
	2016/2017		1024		16,3	340	33,2	421	41,1	684	66,8	603	58,9
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	296	53,6	384	69,5	239	43,2	151	27,3
	2015/2016		570		16,7	345	60,5	420	73,7	225	39,5	150	26,3
	2016/2017		487		17,1	310	63,6	366	75,2	177	36,4	121	24,8
	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	308	33,5	420	45,7	612	66,5	500	54,3
	2015/2016		955		17,1	343	35,9	443	46,4	612	64,1	512	53,6
	2016/2017		807		17,5	334	41,4	411	50,9	473	58,6	396	49,1
Sierra de Jarastepar	2014/2015	Alpandeire	921	Alpandeire	17,2	308	33,5	420	45,7	612	66,5	500	54,3
	2015/2016		955		17,1	343	35,9	443	46,4	612	64,1	512	53,6
	2016/2017		807		17,5	334	41,4	411	50,9	473	58,6	396	49,1
	2014/2015	Ronda	552	Ronda	16,7	296	53,6	384	69,5	239	43,2	151	27,3
	2015/2016		570		16,7	345	60,5	420	73,7	225	39,5	150	26,3
	2016/2017		487		17,1	310	63,6	366	75,2	177	36,4	121	24,8
	2014/2015	Jarastepar	800	Jarastepar	12,5	270	33,7	336	42,0	530	66,2	464	58,0
	2015/2016		840		12,4	263	31,3	317	37,7	524	62,5	497	59,2
	2016/2017		671		12,6	232	34,6	269	40,1	439	65,4	401	59,9
	2014/2015	Pujerra	973	Pujerra	16,3	305	31,4	377	38,8	662	68,0	590	60,6
	2015/2016		1069		16,1	301	28,2	388	36,3	768	71,8	681	63,7
	2016/2017		1025		16,2	316	30,9	383	37,4	709	69,1	642	62,6
	2014/2015	Los Riscos	866	Los Riscos	14,5	329	38,0	395	45,6	535	61,8	470	54,2
	2015/2016		894		14,4	338	37,8	408	45,6	556	62,2	486	54,4
	2016/2017		804		14,8	326	40,5	351	43,6	477	59,4	452	56,3
	Media total (de los valores incluidos en los recuadros)					**316**	37,7	**393**	46,7	**556**	61,8	**480**	53,0

Tabla 6.8. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Hargreaves, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17. Los valores de precipitación y temperatura corresponden a las medias aritméticas

6.2.2.4. Cálculo de la lluvia útil o infiltración eficaz en el área de estudio según el método de balance de agua en el suelo

A partir de los valores medios anuales de precipitación (P), obtenidos mediante planimetría de isoyetas (Tab. 6.2), y de la evapotranspiración real (ETR) (ver tablas de la 6.3 a la 6.8) calculada por el balance diario de agua en el suelo, según las ecuaciones de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves, se ha cuantificado el valor medio anual de la lluvia útil (PU), en este caso considerada equivalente a la infiltración eficaz en los dos sectores estudiados. Los cálculos han sido efectuados para los años seco, húmedo y medio del periodo histórico 1950/51-2016/17 (Tab. 6.9) y para cada uno de los años hidrológicos que componen el

periodo de investigación (Tab. 6.10). Para ello se han utilizado los valores medios de *ETR* calculados para el periodo 1997/98-2016/17, ya que, como se apuntó anteriormente, es el periodo más completo del que se disponen de datos de temperatura y representa años secos, húmedos y medios.

(A)		Año seco												
			Thornthwaite				Blaney-Criddle				Hargreaves			
Acuífero	Área (km^2)	P m	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga
		hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	2,8	71,3	2,0	66,1	1,9	57,0	1,6	49,7	1,4	64,8	1,8	57,6	1,6
Sierra de Jarastepar	38,0	14,9	70,3	10,5	65,6	9,8	58,7	8,7	51,6	7,7	59,5	8,8	53,0	7,9
Total afloramientos carbonáticos	45,2	17,7	72,2	12,5	67,5	11,6	59,4	10,3	52,8	9,1	63,0	10,7	56,6	9,5
(B)		Año húmedo												
			Thornthwaite				Blaney-Criddle				Hargreaves			
Acuífero	Área (km^2)	P m	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga
		hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	13,2	71,3	9,4	66,1	8,7	57,0	7,5	49,7	6,5	64,8	8,5	57,6	7,6
Sierra de Jarastepar	38,0	69,0	70,3	48,5	65,6	45,3	58,7	40,5	51,6	35,6	59,5	41,1	53,0	36,6
Total afloramientos carbonáticos	45,2	82,2	72,2	57,9	67,5	54,0	59,4	48,0	52,8	42,1	63,0	49,6	56,6	44,2
(C)		Año medio												
			Thornthwaite				Blaney-Criddle				Hargreaves			
Acuífero	Área (km^2)	P m	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga	CRAS=25 mm % P	Recarga	CRAS=50mm % P	Recarga
		hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	6,9	71,3	4,9	66,1	4,6	57,0	3,9	49,7	3,4	64,8	4,5	57,6	4,0
Sierra de Jarastepar	38,0	36,0	70,3	25,4	65,6	23,7	58,7	21,2	51,6	18,6	59,5	21,5	53,0	19,1
Total afloramientos carbonáticos	45,2	43,0	72,2	**30,3**	67,5	**28,2**	59,4	**25,1**	52,8	**22,0**	63,0	**25,9**	56,6	**23,1**

Tabla 6.9. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el año hidrológico seco, medio y húmedo del periodo histórico (1950/51-2016/17), obtenidos a partir de las ecuaciones de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves

Los valores de *CRAS* utilizados para los materiales carbonáticos (25 y 50 mm) han sido extrapolados a los afloramientos de margas y margocalizas cretácicas que se han tenido en cuenta. Estos materiales de baja permeabilidad ocupan el 5 % del área total considerada. El valor de *PU* obtenido en cada acuífero, además, se ha expresado como % de la precipitación media registrada durante cada año hidrológico.

Los valores medios globales de *PU* calculados en el área de estudio para el periodo histórico están comprendidos entre 9,1 hm^3/año, según la ecuación de Blaney-Criddle ($CRAS = 50$ mm) durante el año más seco (Tab. 6.9.A), y 57,9 hm^3/año ($CRAS = 25$ mm) a partir del algoritmo de Thornthwaite aplicado al año más húmedo (Tab. 6.9.B). Los resultados correspondientes al año hidrológico medio varía entre 22,0 hm^3/año ($CRAS = 50$ mm) y 30,3 hm^3/año ($CRAS = 25$ mm), según las ecuaciones de Blaney-Criddle y Thornthwaite, respectivamente (Tab. 6.9.C). En detalle, los valores medios de lluvia útil calculados en el acuífero occidental se encuentran entre 1,4 hm^3/año (Blaney-Criddle, $CRAS = 50$ mm) y 2,0 hm^3/año (Thornthwaite, $CRAS = 25$ mm) para el año seco; entre 6,5 hm^3/año (Blaney-Criddle, $CRAS = 50$ mm) y 9,4 hm^3/año (Thornthwaite, $CRAS = 25$ mm) para el año más húmedo; y entre 3,4 hm^3/año (Blaney-Criddle, $CRAS = 50$ mm) y 4,9 hm^3/año (Thornthwaite, $CRAS = 25$ mm) para el año medio del periodo histórico considerado.

En lo que respecta al sector de Jarastepar, los volúmenes anuales de *PU* calculados con las distintas ecuaciones de balance de agua en el suelo están comprendidos entre 7,7 hm^3/año y 10,5 hm^3/año para el año seco; entre 35,6 hm^3/año y 48,5 hm^3/año para el año más húmedo; y entre 18,6 hm^3/año y 25,4 hm^3/año para el año medio del periodo histórico. En cada rango, los valores más bajos han sido calculados con la ecuación de Blaney-Criddle ($CRAS = 50$ mm), mientras que los más elevados corresponden al uso del algoritmo de Thornthwaite ($CRAS = 25$ mm).

Por lo que respecta a la cuantificación de la *PU* para cada uno de los años del periodo de investigación (2014/15-2016/17), los volúmenes medios anuales obtenidos en el área objeto de estudio están comprendidos entre 14 hm^3/año (Blaney-Criddle, $CRAS = 50$ mm) y 27,4 hm^3/año (Thornthwaite, $CRAS = 25$ mm), obtenidos en los años hidrológicos 2016/17 y 2015/16 respectivamente (Tab. 6.10.C y B). En cuanto a los valores anuales de *PU* en el

sector de Las Viñas – Alto del Unicornio, varían entre 2,7 y 5,4 hm^3/año, y en el sector de Jarastepar entre 11,3 y 22 hm^3/año, calculados conforme a las mismas ecuaciones y valores de *CRAS*, y para los mismos años hidrológicos.

			Thornthwaite				**Blaney-Criddle**				**Hargreaves**			
Acuífero	**Área (km^2)**	**P m**	CRAS=25 mm		CRAS=50mm		CRAS=25 mm		CRAS=50mm		CRAS=25 mm		CRAS=50mm	
			% P	**Recarga**	**% P**	**Recarga**	**% P**	**Recarga**	**% P**	**Recarga**	**% P**	**Recarga**	**% P**	**Recarga**
		hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año
(A)			**Año 2014/15**											
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	6,8	68,5	4,7	60,9	4,1	57,7	3,9	44,6	3,0	61,1	4,2	49,1	3,3
Sierra de Jarastepar	38,0	30,6	67,8	20,8	61,0	18,7	57,3	17,5	45,8	14,0	61,2	18,7	50,9	15,6
Total afloramientos carbonáticos	45,2	37,4	68,2	25,4	60,9	22,8	57,5	21,5	45,2	17,0	61,1	22,9	50,0	18,9
(B)			**Año 2015/16**											
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	7,5	71,4	5,4	65,0	4,9	54,7	4,1	45,6	3,4	59,1	4,4	48,5	3,6
Sierra de Jarastepar	38,0	30,7	71,8	22,0	65,4	20,1	56,3	17,3	47,5	14,6	60,0	18,4	51,5	15,8
Total afloramientos carbonáticos	45,2	38,2	73,2	27,4	65,5	25,0	58,4	21,4	50,1	18,0	61,8	22,9	53,0	19,4
(C)			**Año 2016/17**											
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	6,3	68,8	4,3	66,1	4,1	54,4	3,4	43,8	2,7	57,6	3,6	48,3	3,0
Sierra de Jarastepar	38,0	25,8	66,8	17,2	63,8	16,5	53,0	13,7	43,8	11,3	57,8	14,9	50,5	13,0
Total afloramientos carbonáticos	45,2	32,1	70,0	21,5	66,5	20,6	56,8	17,1	47,7	14,0	60,6	18,5	53,1	16,1
(D)			**Media de periodo de investigación (2014/15-2016/17)**											
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	6,8	69,6	4,8	64,0	4,4	55,6	3,8	44,6	3,1	59,3	4,1	48,6	3,3
Sierra de Jarastepar	38,0	29,0	68,8	20,0	63,4	18,4	55,6	16,2	45,7	13,3	59,7	17,3	51,0	14,8
Total afloramientos carbonáticos	45,2	35,8	70,4	**24,8**	64,3	**22,8**	57,6	**20,0**	47,6	**16,7**	61,2	**21,4**	52,0	**18,1**

Tabla 6.10. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el periodo de investigación (2014/15-2016/17), obtenidos a partir de las ecuaciones de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves

Los resultados medios del balance de agua en el suelo durante el periodo de investigación se muestran en la tabla 6.10.D. Los datos revelan valores medios anuales de *PU* que varían entre 16,7 hm^3/año (Blaney-Criddle, $CRAS = 50$ mm) y 24,8 hm^3/año (Thornthwaite, $CRAS = 25$ mm).

La comparación de los valores de *PU* que resultan tras la aplicación de las ecuaciones de Thornthwaite, Hargreaves y Blaney-Criddle en el ámbito de investigación pone de manifiesto diferencias notables en los cálculos. Con la expresión de Thornthwaite se obtienen resultados que son entre 10 y 20 % superiores que los calculados con la ecuación de Hargreaves. A su vez, los valores calculados a partir de la ecuación de Blaney-Criddle son los menores, con una diferencia aproximada del 10 % respecto a los obtenidos según la expresión de Hargreaves, y del orden del 25 % si se comparan con los alcanzados mediante la ecuación de Thornthwaite.

Los porcentajes medios de infiltración eficaz calculados por otros autores en distintos acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética, con el método de balance de agua en el suelo, varían entre 30 y 70 %: 30-40 % (Liñán, 2003), 35-55 % (Andreo, 1997), 35-50 % (Martos-Rosillo, 2008), 40-70 % (Barberá, 2014) y 50-70 % (Mudarra, 2012). En general, todos estos valores son ligeramente más bajos que los calculados para el área de estudio de la presente memoria, los cuales están comprendidos entre 45,2 y 73,2 % para el periodo de investigación (Tab. 6.10).

6.2.3. Estimación de la tasa de recarga y evaluación de los recursos hídricos a partir del método APLIS modificado

6.2.3.1. Consideraciones metodológicas

APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2008; Marín, 2009) es un método para estimar la tasa de recarga y su distribución espacial en acuíferos carbonáticos mediante el manejo de Sistemas de Información Geográfica (SIG). La aplicación de este procedimiento se lleva a cabo a partir de la combinación de diferentes variables espaciales del acuífero: litología, geomorfología, topografía y edafología. Aplicando APLIS se asume que la recarga media anual de los acuíferos varía en función de sus características intrínsecas: **A**ltitud, **P**endiente, **L**itología, **I**nfiltración y **S**uelo. De estos cinco factores, tres son de naturaleza cualitativa (Litología, zonas preferenciales de Infiltración y Suelo) y dos son cuantitativas (Altitud y Pendiente). Como la recarga tiene un marcado carácter cuantitativo, es

necesario asignar valores ordinales a las distintas variables para su posterior tratamiento. Las puntuaciones otorgadas están comprendidas entre 1 y 10, según una progresión aritmética de diferencia 1. El valor 1 indica mínima incidencia de los valores de esa variable en la recarga del acuífero, mientras que el valor 10 expresa la máxima influencia en la recarga.

La puntuación de la variable *Altitud* (Tab. 6.11) sigue una progresión aritmética, según la cual la precipitación y la recarga del acuífero aumentan con la altitud. Las puntuaciones asignadas a la *Pendiente* (Tab. 6.11) disminuyen con el aumento de la misma; es decir, a mayor pendiente menor recarga en el acuífero. La asignación de valores a los distintos tipos de *Litología* se efectúa en función de criterios hidrogeológicos (Tab. 6.11) relacionados con la permeabilidad (grado de fracturación y karstificación). La puntuación de la variable *Infiltración* (Tab. 6.11) tiene en cuenta la abundancia de formas de absorción y su capacidad potencial de infiltración preferencial. En el caso del *Suelo* (Tab. 6.11), la distinción entre clases se hace atendiendo a las características de espesor y textura de sus horizontes, que están relacionadas con el tipo y permeabilidad del suelo.

Altitud (A)	Puntuación
≤ 300 m s.n.m.	1
300-600	2
600-900	3
900-1.200	4
1.200-1.500	5
1.500-1.800	6
1.800-2.100	7
2.100-2.400	8
2.400-2.700	9
> 2.700	

Pendiente (P)	Puntuación
≤ 3 %	10
3-5	9
5-10	8
10-15	7
15-20	6
20-30	5
30-45	4
46-65	3
65-100	2
> 100	1

Litología (L)	Puntuación
Calizas y dolomías karstificadas	10-9
Mármoles fracturados algo karstificados	8-7
Calizas y dolomías fisuradas	6-5
Arenas, gravas y coluviones	4
Brechas y conglomerados	3
Rocas plutónicas y metamórficas	2
Esquistos, pizarras, limos, arcillas	1

Suelo (S)	Puntuación
Litosoles	10
Arenosoles álbicos y xerosoles cálcicos	9
Regosoles calcáreos y fluvisoles	8
Regosoles eútricos, dístricos y solonchaks	7
Cambisoles cálcicos	6
Cambisoles eútricos	5
Histosoles eútricos, luvisoles órticos y cálcicos	4
Luvisoles crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles crómicos	1

Infiltración-absorción preferencial (I)	Puntuación
Alto desarrollo de las formas de infiltración preferencial	10
Desarrollo moderado de las formas de infiltración preferencial	5
Escaso desarrollo o ausencia de las formas de infiltración preferencial	1

Características hidrogeológicas de los materiales que afloran (F_h)	Puntuación
Características acuíferas	1
Otros	0,1

Tabla 6.11. Puntuaciones de las variables utilizadas en el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2008). Modificado de Marín (2009)

Dado que la versión original del método APLIS presentaba algunas limitaciones, Marín (2009) propuso una serie de mejoras encaminadas a homogeneizar el número de clases de la variable *Pendiente*, optimizar el parámetro de *Infiltración* preferencial y considerar los afloramientos de materiales de baja permeabilidad que existan sobre las rocas carbonáticas. Para esta modificación se introdujo un coeficiente corrector de recarga ($\boldsymbol{F_h}$; Tab. 6.11), que tiene en cuenta las características hidrogeológicas de los materiales que afloran y, por tanto, la capacidad del terreno de dejar pasar el agua en la vertical del mismo.

La expresión matemática que permite estimar la recarga a partir del método APLIS es la siguiente:

$$\boldsymbol{R} = [(\boldsymbol{A} + \boldsymbol{P} + 3 \cdot \boldsymbol{L} + 2 \cdot \boldsymbol{I} + \boldsymbol{S}) \,/\, 0{,}9] \cdot \boldsymbol{F_h} \qquad \text{(ecuación 6)}$$

donde $\boldsymbol{A}$, $\boldsymbol{P}$, $\boldsymbol{L}$, $\boldsymbol{I}$ y $\boldsymbol{S}$ son las variables *Altitud*, *Pendiente*, *Litología*, *Infiltración* y *Suelo*, respectivamente, puntuadas según la tabla 6.11, y $\boldsymbol{F_h}$ es el factor de corrección de la recarga ($\boldsymbol{R}$). Esta última se expresa como porcentaje de la precipitación.

Los valores obtenidos mediante el algoritmo anterior varían entre un valor mínimo de 0,9 % y un máximo de 88,8 % de la lluvia. Es decir, siempre se produce algo de recarga, pero esta nunca es del 100 % de la precipitación.

La tasa media de recarga anual se puede representar agrupada en cinco intervalos regulares, a cada uno de los cuales se les asigna una categoría o clase, según el porcentaje de lluvia que recarga al acuífero (Tab. 6.12).

Tasa de recarga (R)	Puntuación
≤ 20 % (P)	Muy baja
20-40	Baja
40-60	Moderada
60-80	Alta
> 80	Muy alta

Tabla 6.12. Categorías o clases del porcentaje de precipitación que recarga el acuífero según el método APLIS

El método APLIS ha sido aplicado satisfactoriamente en diversos acuíferos carbonaticos de la Cordillera Bética, con diferentes características climáticas, geológicas, geomorfológicas, topográficas e hidrogeológicas (Mudarra, 2012; Barberá, 2014; Hartmann *et al.*, 2014; Martos Rosillo *et al.*, 2015; Andreo *et al.*,

2018; Mudarra *et al.*, 2019), así como en otros acuíferos repartidos por el mundo (Farfán et al., 2010; Zagana *et al.*, 2011; Gerner *et al.*, 2012). Por lo tanto, se considera oportuno aplicarlo en el área de estudio.

6.2.3.2. Aplicación del método APLIS modificado

Para el análisis espacial de los datos se ha considerado toda la superficie de materiales carbonáticos delimitados en la zona de estudio (dolomías triásicas, dolomías y calizas jurásicas) (véanse capítulos 4 y 5), con objeto de comparar las tasas de recarga obtenidas mediante este método con las calculadas a partir de fórmulas empíricas. No obstante, en el análisis se han incluido los afloramientos de margas y margocalizas cretácico-terciarias que se encuentran bordeadas por las formaciones carbonáticas. Parte de estos resultados han sido previamente publicados en una revista científica (De la Torre *et al.*, 2020).

El mapa de la figura 6.2 muestra la distribución espacial de las tasas de recarga obtenidas en los materiales carbonáticos de la zona de estudio a partir del método APLIS modificado (Marín, 2009). Los valores obtenidos están comprendidos entre el 27 y el 80 % del agua de lluvia (Fig. 6.2), sin tener en cuenta los afloramientos arcillosos-margosos, con una tasa de recarga menor del 20 %. La clase Moderada es la más frecuente con un 41,9 % de la superficie total. Los porcentajes de infiltración en la zona de estudio se han agrupado en las categorías mostradas en la tabla 6.12, aunque con objeto de que el mapa sea más descriptivo, tanto la clase Moderada (entre el 40 y 60 % de la precipitación) como la clase Alta (entre el 60 y 80 % de la precipitación) se han dividido en dos subclases: Moderada I (40-50 %), Moderada II (50-60 %) y Alta I (60-70 %), Alta II (70-80 %).

Algo más de la mitad de la superficie de los afloramientos carbonáticos del acuífero Las Viñas-Alto del Unicornio (54 %) presenta una tasa de recarga Alta, con valores comprendidos entre el 60 y 80 % de la precipitación. Sin embargo, en el caso de la sierra de Jarastepar, el 44 % de la superficie muestra una tasa de recarga de clase Moderada, entre el 40 y 60 % de la precipitación (Fig. 6.2). Esto se debe a que los afloramientos carbonáticos del sector occidental son principalmente calizas jurásicas con gran desarrollo exokárstico y, por tanto, elevada permeabilidad, mientras en el sector oriental encontramos, además, afloramientos de carbonáticos triásicos (Unidad de Nieves) con una capacidad de infiltración ligeramente menor y con suelos desarrollados.

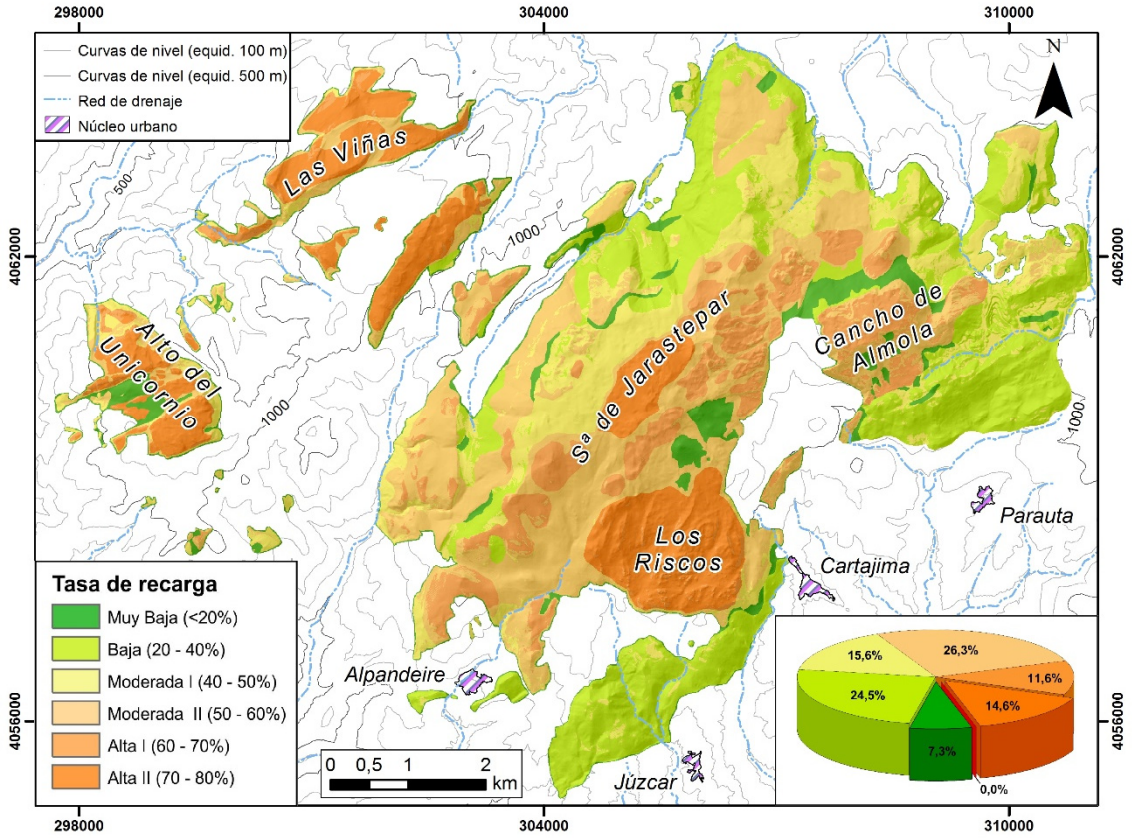


Figura 6.2. Mapa de distribución de la tasa de recarga en los macizos carbonáticos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar, obtenido mediante el método APLIS modificado (Marín, 2009). Los límites de los afloramientos carbonáticos que se muestran son los establecidos a partir de los ensayos de trazadores (capítulo 5)

Los afloramientos permeables donde se ha determinado una tasa de infiltración Moderada (40-60 %) se caracterizan por ocupar superficies con pendientes suaves y presentar un desarrollo medio de la karstificación, así como una cobertura edáfica poco potente y relativamente permeable (regosoles y cambisoles). Las mayores tasas de recarga (clase Alta) se obtienen en las zonas intensamente karstificadas (véase mapa geomorfológico, Fig. 2.16), en las que los materiales carbonáticos presentan formas de absorción preferencial, como campos de lapiaz y dolinas. En esta investigación se han obtenido tasas de recarga máximas del 80 % en el campo de dolinas localizado en la parte alta de la sierra de Jarastepar y en el campo de lapiaz desarrollado del macizo Alto del Unicornio.

El 7,3 % de la superficie total presenta una recarga Muy Baja (Fig. 6.2), que corresponde a las áreas donde afloran materiales de baja permeabilidad, como son las arcillas triásicas del núcleo anticlinal de la sierra de Jarastepar, margas y margocalizas cretácico-terciarias con pendiente elevada, superficies ocupadas por arcillas de descalcificación (como la uvala al N el Cancho de Almola) y

afloramientos de arcillas del Flysch (véase mapa geológico adjunto a esta memoria). Los afloramientos carbonáticos en los que se ha determinado una tasa de infiltración Baja (24,5 %) están constituidos principalmente por materiales dolomíticos triásicos de la Zona Interna de la Cordillera Bética (Unidad de Nieves), con escasa o moderada karstificación y relativo desarrollo de la cobertura edáfica.

El valor medio de la infiltración eficaz en el conjunto de afloramientos carbonáticos es del 49 %, que corresponde a una clase de recarga Moderada. El porcentaje es ligeramente mayor en el sector occidental (54 %) que en el oriental (44 %). Esto podría deberse a que prácticamente todos los afloramientos carbonáticos del sector de Las Viñas-Alto del Unicornio presentan pendientes menores del 5 %, mientras que en el caso de la sierra de Jarastepar, además de que se distinguen pendientes superiores, los afloramientos carbonáticos de la Unidad de Nieves disponen de menor desarrollo exokárstico y menor permeabilidad que las calizas jurásicas.

6.2.3.3. Evaluación de los recursos hídricos con el método APLIS modificado

A partir de los mapas de distribución espacial de la tasa de recarga obtenidos por el método APLIS modificado y los mapas de isoyetas correspondientes a los años hidrológicos seco (Fig. 3.8), húmedo (Fig. 3.9) y medio (Fig. 3.10) del periodo histórico (1950/51-2016/17), y a los años hidrológicos 2014/15 (Fig. 3.15), 2015/16 (Fig. 3.16) y 2016/17 (Fig. 3.17), mediante herramientas de análisis espacial (SIG), se han calculado los volúmenes medios anuales de agua infiltrados por unidad de superficie permeable. Así, se ha estimado lo que se considera "recarga específica", expresada en m^3/m^2, que multiplicada por la superficie permite calcular los recursos medios anuales procedentes de la infiltración del agua de lluvia que cae directamente sobre los acuíferos. En la figura 6.3 se representan las distribuciones espaciales de los valores de recarga específica de los afloramientos considerados, para los distintos periodos de tiempo.

La recarga en los macizos investigados para un año de tipo medio del periodo histórico es 19,6 hm^3; 8,1 hm^3 para el año más seco (1994/1995) y un valor de 37,5 hm^3 para el año más húmedo (1962/63). En concreto, los macizos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar tienen unos recursos medios anuales de

3,7 hm^3 y 15,9 hm^3, respectivamente. En la tabla 6.13 se muestran los valores de recarga correspondientes a cada acuífero para cada año tipo del periodo histórico.

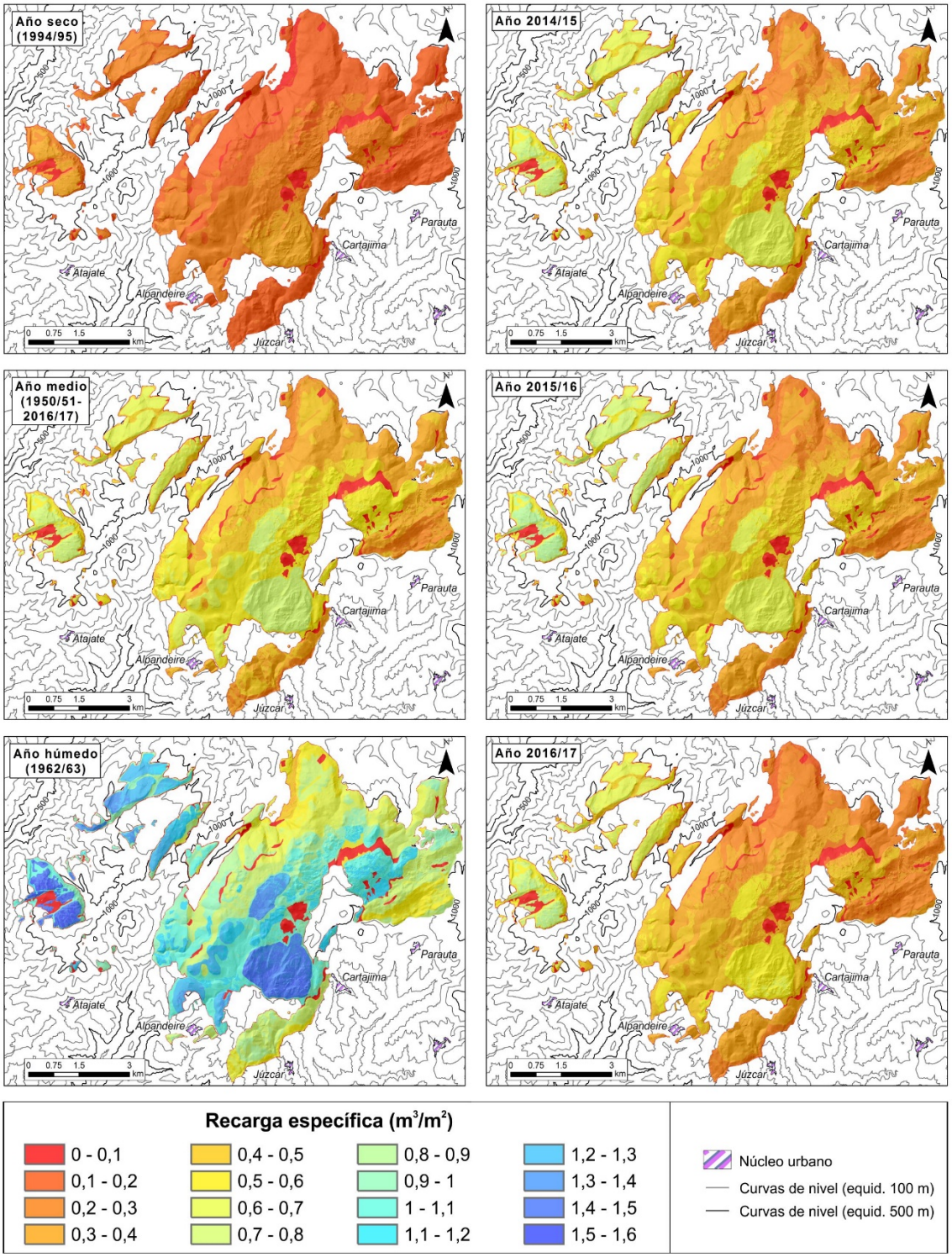


Figura 6.3. Mapas de recarga específica obtenidos a partir del método APLIS modificado (Marín, 2009) para los años tipo que se indican

Acuífero	Área (km^2)	Tasa media de infiltr. (%)	Método APLIS modificado											
			Seco				Medio				Húmedo			
			P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga	
			mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	54,0	391	2,8	211	1,5	961	6,9	519	3,7	1830	13,2	988	7,1
Sierra de Jarastepar	38,0	44,0	391	14,9	172	6,5	949	36,0	417	15,9	1816	69,0	799	30,4
Total de afloramientos carbonáticos	**45,2**	**49,0**	391	17,7	**178**	**8,1**	951	43,0	**433**	**19,6**	1818	82,2	**829**	**37,5**

Tabla 6.13. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para los años seco, húmedo y medio del periodo histórico obtenido por el método APLIS modificado

Los recursos hídricos medios estimados por el método APLIS para el periodo de investigación (2014/15-2016/17) han sido 3,7 hm^3/año en Las Viñas-Alto del Unicornio y 12,8 hm^3/año en la sierra de Jarastepar (Tab. 6.14). Se ha calculado una recarga media total para este periodo de 16,5 hm^3/año, inferior a la calculada para el año hidrológico medio del periodo histórico (19,6 hm^3/año). Cabe recordar que el periodo de estudio se considera medio, con un valor de precipitación promedio de 934 mm, según la clasificación pluviométrica de los años tipo a partir de la media aritmética. Sin embargo, el cálculo de la precipitación media en el área de estudio por planimetría de isoyetas muestra un valor medio de 793 mm, de modo que ha sido seco.

Acuífero	Área (km^2)	Tasa media de infiltr. (%)	Método APLIS modificado															
			2014/15				2015/16				2016/17				Media			
			P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga	
			mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año	mm	hm^3/año
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	54	950	6,8	513	3,7	1015	7,3	548	3,9	868	6,2	469	3,4	944	6,8	510	**3,7**
Sierra de Jarastepar	38,0	44	804	30,6	354	13,4	809	30,7	356	13,5	680	25,8	299	11,4	764	29,0	336	**12,8**
Total de afloramientos carbonáticos	**45,2**	**49**	827	37,4	**379**	**17,1**	842	38,1	**387**	**17,5**	710	32,1	**326**	**14,7**	793	35,8	**364**	**16,5**

Tabla 6.14. Tasa de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudios para el periodo de investigación (2014/15-2016/17) obtenidos por el método APLIS modificado

6.2.4. Estimación de la tasa de recarga a partir del balance de cloruros

6.2.4.1. Consideraciones metodológicas

El método de balance de cloruros para estimar la recarga media en acuíferos carbonáticos parte de la premisa de que este ion tiene un comportamiento conservativo, no sufre procesos modificadores. Se basa en la relación entre el aporte de cloruros procedente del agua de lluvia que cae sobre la superficie del acuífero y el contenido en cloruros del agua subterránea (Custodio y Llamas, 1983; Word y Standford, 1995; Alcalá y Custodio, 2014). Este método ha dado buenos resultados en diferentes acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética (Andreo, 1997; Benavente *et al.*, 2005; Martos-Rosillo *et al.*, 2006; Gonzalez-Ramón, 2007).

Si se considera el caso más general, los valores medios anuales de balance de cloruros quedan expresados por la siguiente ecuación (Custodio, 1997):

$$RC_R = PC_P - E_S C_E + a_S - a_V + a_{V'} \qquad \text{(ecuación 7)}$$

donde R es la recarga para una precipitación (mm/año), P es la precipitación media (mm/año), E_S es la escorrentía superficial media (mm/año), C_P es el contenido medio en Cl^- del agua de lluvia (mg/l), C_R es el contenido medio en Cl^- del agua de recarga (mg/l), C_E es el contenido medio en Cl^- del agua de escorrentía superficial (mg/l), a_S es el aporte de Cl^- tomados del suelo o aportados artificialmente ($mg/m^2 \cdot año^{-1}$), a_V es la retención de Cl^- tomados de la vegetación ($mg/m^2 \cdot año^{-1}$), y $a_{V'}$ es la devolución de Cl^- del suelo al morir la vegetación ($mg/m^2 \cdot año^{-1}$).

El contenido en Cl^- del agua subterránea en los acuíferos carbonáticos es consecuencia, principalmente, de la concentración por evapotranspiración del agua de lluvia, aunque existe un aumento continuado en el sentido del flujo que es característico de aguas cada vez más evolucionadas (Custodio y Llamas, 1983). Para la aplicación de este método es condición indispensable que en el medio acuífero no existan fuentes adicionales de ion Cl^- a las del agua de lluvia. Esta limitación invalidaría, por tanto, su uso para el cálculo de la recarga en el acuífero de la sierra de Jarastepar, debido a la presencia de evaporitas de la serie Triásica del dominio Penibético. Los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa drenan aguas con concentraciones en cloruros ligeramente superiores a las que se obtendrían de la evaporación del agua de lluvia en el suelo. Aun así, en la presente investigación, se ha aplicado el método del balance de cloruros en este acuífero, únicamente con los datos de Cl^- del agua del manantial de (*TP*) Pozancón y *TP* Alfaguara. Cabe

destacar que se han excluido los valores de concentración de cloruros de las muestras de agua tomadas en estos puntos de descarga en los momentos en los que han estado influenciados por condiciones hidrodinámicas de "flujo pistón" (véase apartado 4.6). El método de balance de cloruros se ha utilizado sin restricciones en el sector occidental del área de estudio (Las Viñas-Alto del Unicornio).

Si se considera que la escorrentía sobre los afloramientos carbonáticos es despreciable, que no existen terrenos cultivados que puedan provocar un aporte extra de cloruros al agua de infiltración y que los cloruros retenidos por la vegetación son liberados cuando ésta muere, la expresión del balance se simplificaría de la siguiente manera:

$$RC_{R} = PC_{P} \qquad \text{(ecuación 8)}$$

donde únicamente intervienen los términos correspondientes al agua de recarga y al agua de lluvia. De manera que el cálculo de la infiltración eficaz se obtiene de la ecuación:

$$I = P(C_P/C_R) \qquad \text{(ecuación 9)}$$

En los trabajos consultados (Alcalá, 2005; Cabrera *et al.*, 2013; Espinosa-Martínez, 2015), la concentración media de cloruros del agua de lluvia se presenta según valores medios aritméticos o ponderados. En la presente memoria de investigación se mostrarán los datos calculados de ambas formas.

La distribución espacial y temporal del contenido en cloruros de las muestras de agua, tanto de lluvia como subterránea, condiciona la tasa de recarga que puede estimarse. Es más correcto determinar una tasa de recarga para un periodo de tiempo de al menos varios años, con objeto de que el contenido en cloruros no esté sesgado por la periodicidad del muestreo o la estacionalidad. Según Alcalá y Custodio (2014) se requieren 10 años de muestreo para lograr una representatividad razonable de los promedios.

6.2.4.2. Aplicación del balance de cloruros

La tabla 6.15 muestra los resultados de tasa de recarga y recursos medios anuales obtenidos por el método de balance de cloruros. Se pueden observar diferencias destacables según se haya utilizado la media aritmética de la concentración o la media ponderada. Durante el periodo de investigación, el porcentaje de precipitación que produce recarga obtenido mediante el balance de

cloruros a partir de los datos no ponderados (65,6 %; Tab. 6.15) es semejante a la lluvia útil calculada según la ecuación de Thorthwaite ($CRAS = 50$ mm) (64,3 %; Tab. 6.10.D). En el caso de la aplicación del método a partir de valores de concentración de cloruros ponderados por la cantidad de lluvia, el porcentaje de infiltración (57,1 %) es similar a la lluvia útil obtenida a partir de la ecuación de Blaney-Criddle para un *CRAS* de 25 mm (57,6 %). Cabe destacar que los valores de precipitación utilizados en este apartado corresponden únicamente a los obtenidos en las estaciones meteorológicas donde se ha muestreado agua de lluvia: El Almendral (afloramientos occidentales) y Jarastepar (los orientales).

Manantial	**Año hidrológico**	**P** (hm^3/año)	**C_P** (mg/l)	**C_{Ppnd}** (mg/l)	**C_{AS}** (mg/l)	**% P**	**% P_{pnd}**	**Recarga** (hm^3/año)	**$Recarga_{pnd}$** (hm^3/año)
Ayo. del Agua	2014/15	7,6	3,41	2,60	4,02	84,9	64,7	6,5	5,0
	2015/16	7,9	2,28	2,64	3,91	58,3	67,5	4,6	5,3
	2016/17	7,8	1,72	1,08	3,74	46,0	28,8	3,6	2,2
Fuente Grande	2014/15	7,6	3,41	2,60	4,34	78,6	59,9	6,0	4,6
	2015/16	7,9	2,28	2,64	5,02	45,5	52,6	3,6	4,2
	2016/17	7,8	1,72	1,08	4,20	41,0	25,6	3,2	2,0
Total aflor. carbonáticos occidentales	periodo de investig.	7,8	2,5	2,1	4,2	59,0	49,9	**4,6**	**3,9**
***TP* Alfaguara y (*TP*) Pozancón**	2014/15	30,4	3,92	3,10	4,72	83,1	65,7	25,2	20,0
	2015/16	31,9	3,49	3,40	4,11	84,9	82,7	27,1	26,4
	2016/17	25,5	1,62	1,50	3,34	48,5	44,9	12,4	11,5
Total* aflor. carbonáticos orientales	periodo de investig.	29,3	3,0	2,7	4,1	72,2	64,4	**21,6**	**19,3**
Total afloramientos carbonáticos	periodo de investig.	37,1	2,7	2,4	4,1	65,6	57,1	**26,2**	**23,2**

Tabla 6.15. Tasas de recarga y recursos medios anuales del área de estudio para los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 del periodo de investigación, obtenidos a partir del balance de cloruros. P, precipitación; C_P, contenido medio aritmético en Cl^- del agua de lluvia (mg/l); C_{Ppnd}, contenido medio ponderado en Cl^- del agua de lluvia (mg/l); C_{AS}, contenido medio en Cl^- del agua subterránea (mg/l); % P, tasa de infiltración según valores medios aritméticos de Cl^-; % P_{pnd}, tasa de infiltración según valores medios ponderados de Cl^-; $Recarga_{pnd}$, volumen de recarga media según valores ponderados de Cl^-. *Con el uso exclusivo de los valores de Cl^- del agua del manantial de (*TP*) Pozancón y *TP* Alfaguara

6.3. Análisis comparativo de los resultados obtenidos por los diferentes métodos para la estimación de la recarga

Los valores de infiltración eficaz obtenidos según las ecuaciones de Thornthwaite son considerablemente más elevados que las descargas medidas en ambos sistemas (Tab. 6.16; Fig. 6.4). Esto ya ha sido puesto de manifiesto en otros acuíferos carbonáticos próximos al área de investigación (Liñan, 2003; Barberá, 2014). A partir de las ecuaciones de Hargreaves también se sobreestiman los recursos hídricos medios del periodo de investigación, por lo que no se considera entre los métodos adecuados para calcular valores de recarga sobre los macizos carbonáticos de la presente investigación.

			Thornthwaite				**Blaney-Criddle**				**Hargreaves**				**Cloruros**				**APLIS**		**Salidas**
			CRAS = 25		CRAS = 50		CRAS = 25		CRAS = 50		CRAS = 25		CRAS = 50		CC no pond.		CC pond.				
Acuífero	**Área (km^2)**	**P m**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**% P**	**RCG**	**hm^3/a**
		hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	%	hm^3/año	
Las Viñas-Alto del Unicornio	7,2	6,8	69,6	4,8	64,0	4,4	55,6	3,8	44,6	3,1	59,3	4,1	48,6	3,3	59,0	4,6	49,9	3,9	54,0	3,7	3,3
Sierra de Jarastepar	38,0	29,0	68,8	20,0	63,4	18,4	55,6	16,2	45,7	13,3	59,7	17,3	51,0	14,8	72,2	21,6	64,4	19,3	44,0	12,8	12,4
Total afloramientos carbonáticos	45,2	35,8	70,4	**24,8**	64,3	**22,8**	57,6	**20,0**	47,6	**16,7**	61,2	**21,4**	52,0	**18,1**	65,6	**26,2**	57,2	**23,2**	49,0	**16,5**	15,7

Tabla 6.16. Comparación de los caudales medios anuales de recarga y de descarga en los acuíferos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17)

En la tabla 6.16 se resumen los caudales controlados (salidas) y los recursos calculados (entradas) mediante los procedimientos descritos previamente en este capítulo. La tasa de recarga media anual y el volumen anual de recursos hídricos determinados en el área de estudio durante el periodo de investigación varía entre 70,4 y 47,6 %, y 24,8 y 16,5 hm^3/año, respectivamente.

El valor más elevado de infiltración eficaz (72,2 %, 21,6 hm^3/año) ha sido obtenido a partir del balance de cloruros con datos no ponderados en el sector de sierra de Jarastepar (Tab. 6.16). Este resultado podría estar condicionado por la distribución espacial y/o temporal desigual de los muestreos (de agua de lluvia y/o aguas subterráneas). Por otra parte, la menor estimación de recarga (44 %, 12,8 hm^3/año) (Tab. 6.16) se ha obtenido mediante el método APLIS en el sector oriental, donde se considera una mayor superficie ocupada por materiales carbonáticos con capacidad de infiltración más baja que en el sector occidental, debido a un desarrollo considerable de suelo y a la litología: dolomías triásicas -

Unidad de Nieves- frente a calizas jurásicas -Formación Endrinal y Torcal-. No obstante, el método APLIS permite estimar valores de recarga más altos que los mencionados en las áreas más elevadas y con mayor desarrollo de formas exokársticas de la zona de estudio (Fig. 6.3). Ahora bien, este método no tiene en cuenta la variabilidad temporal de la recarga, ya que no considera la temperatura ambiental, de la que depende directamente la *ETR* y afecta a la infiltración eficaz.

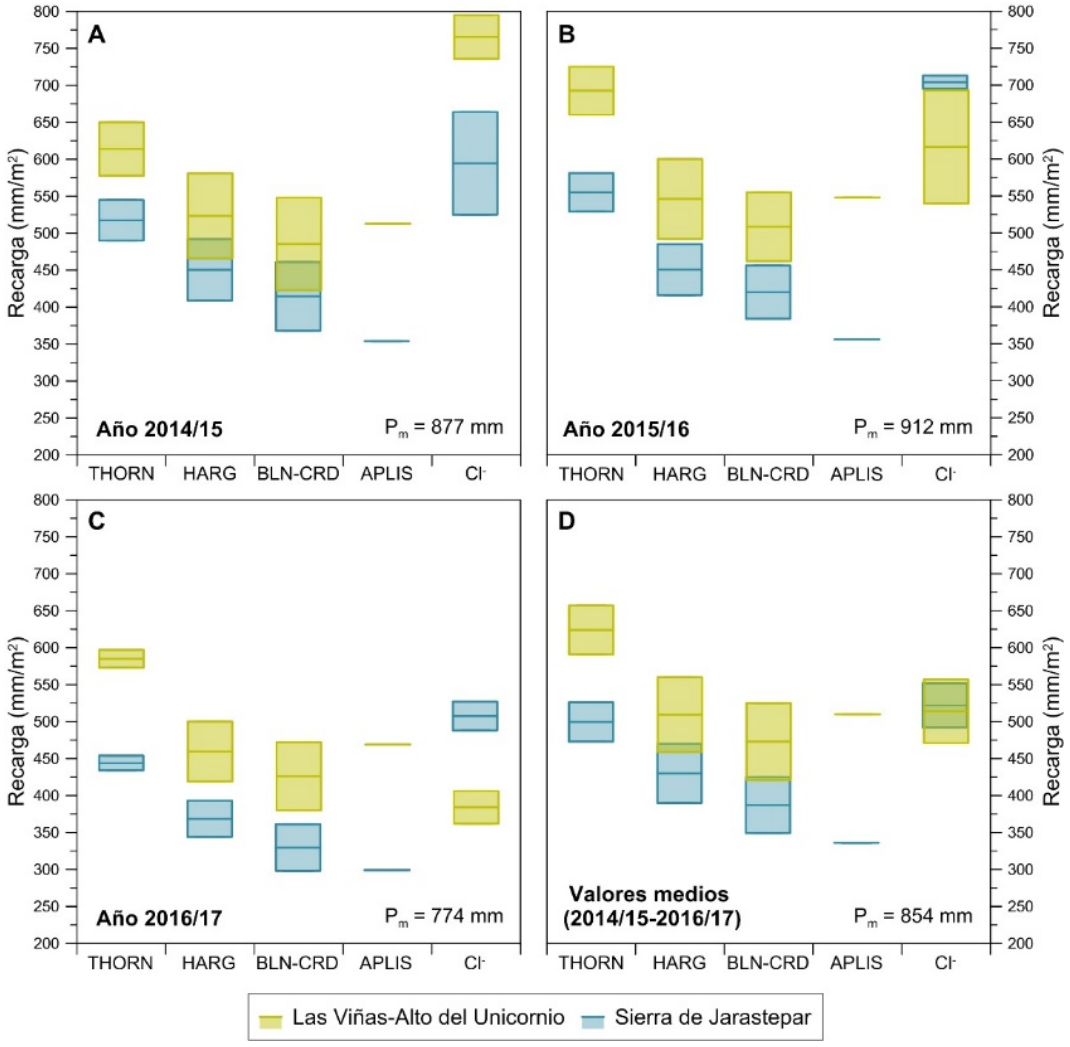


Figura 6.4. Comparación de la recarga anual estimada en el sector de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17). P_m, precipitación media en el área de estudio; THORN, Thornthwaite; HARG, Hargreaves; BLN-CRD, Blaney-Criddle

Los resultados generales más coherentes con los volúmenes de descarga medidos (Tab. 6.16) se obtienen mediante los métodos APLIS y las ecuaciones de Blaney-Criddle con datos diarios y $CRAS = 50$ mm. En principio, cualquiera de ellos podría utilizarse para la estimación de recursos hídricos durante el periodo de investigación. No obstante, los valores medios de recarga obtenidos a partir de las

ecuaciones de Blaney-Criddle ($CRAS$ = 50 mm) son ligeramente mayores que los estimados con el método APLIS. Estos últimos son los más parecidos a las salidas medidas durante el periodo de investigación. Por tanto, parece razonable considerar el método APLIS como el más adecuado para la evaluación de los recursos hídricos del área de estudio (De la Torre *et al.*, 2020).

6.4. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar correspondiente al periodo de investigación (2014/15-2016/17)

Una vez calculadas las entradas por los diversos métodos y las salidas totales de agua se ha realizado el balance medio anual del periodo de investigación (2014/15-2016/17), considerando los resultados del método APLIS y la precipitación obtenida por planimetría de isoyetas, para el área de estudio en conjunto y para cada uno de los sectores que la constituyen (Fig. 6.5).

La precipitación registrada sobre los aproximadamente 45 km^2 de afloramientos permeables ha sido 35,8 hm^3/año (Tab. 6.14; Fig. 6.5). De este volumen, el 49 % se infiltra y el resto se evapotranspira, por lo que la recarga media es 16,5 hm^3/año y la evapotranspiración real 19,3 hm^3/año.

Sobre el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio (7,2 km^2), la cantidad de precipitación que se infiltra es 3,7 hm^3/año, mientras que las salidas por los manantiales son 3,3 hm^3/año. La evapotranspiración asciende a 3,1 hm^3/año.

En la sierra de Jarastepar, los recursos hídricos calculados son 12,8 hm^3/año. Las salidas suman 12,4 hm^3/año, principalmente por manantiales (solo 0,1 hm^3/año corresponde a extracciones por bombeos). La evapotranspiración real media estimada es 16,2 hm^3/año.

En términos generales, la diferencia entre las entradas (16,5 hm^3/año) y las salidas (15,7 hm^3/año) es inferior al 5 %, por lo que se encuentran dentro del margen de error aceptable en un balance hidrogeológico. Así, los resultados obtenidos a partir del método APLIS son coherentes con las descargas de los macizos carbonáticos objeto de la presente investigación, en particular con los que pertenecen a la sierra de Jarastepar. Así, el valor de la recarga que se produce en los 3 km^2 de los afloramientos dolomíticos de la Unidad de Nieves es de 1,2 km^2/año,

claramente menor que el volumen medio anual de los recursos hídricos drenados por los manantiales situados en la Zona Interna (7,8 hm^3/año). Del mismo modo, la cantidad de recarga estimada para los afloramientos permeables de la Zona Externa (9,7 hm^3/año) no es coherente con la descarga medida en los manantiales esporádicos (4,6 hm^3/año). Incluso la contribución combinada de la infiltración autogénica que ocurre tanto en la Unidad de Nieves como en la Zona Externa (1,2 + 9,7 hm^3/año) es inferior al valor total de la descarga medida en los principales manantiales de la sierra de Jarastepar. Por tanto, como se puso de manifiesto en el ensayo de trazadores nº 3 (véase apartado 5.4.5), para una estimación razonable del balance es necesario implicar también a las unidades de Enamorados (Cancho de Almola) y Nieves, con una superficie de recarga total de 38 km^2 (De la Torre *et al.*, 2020).

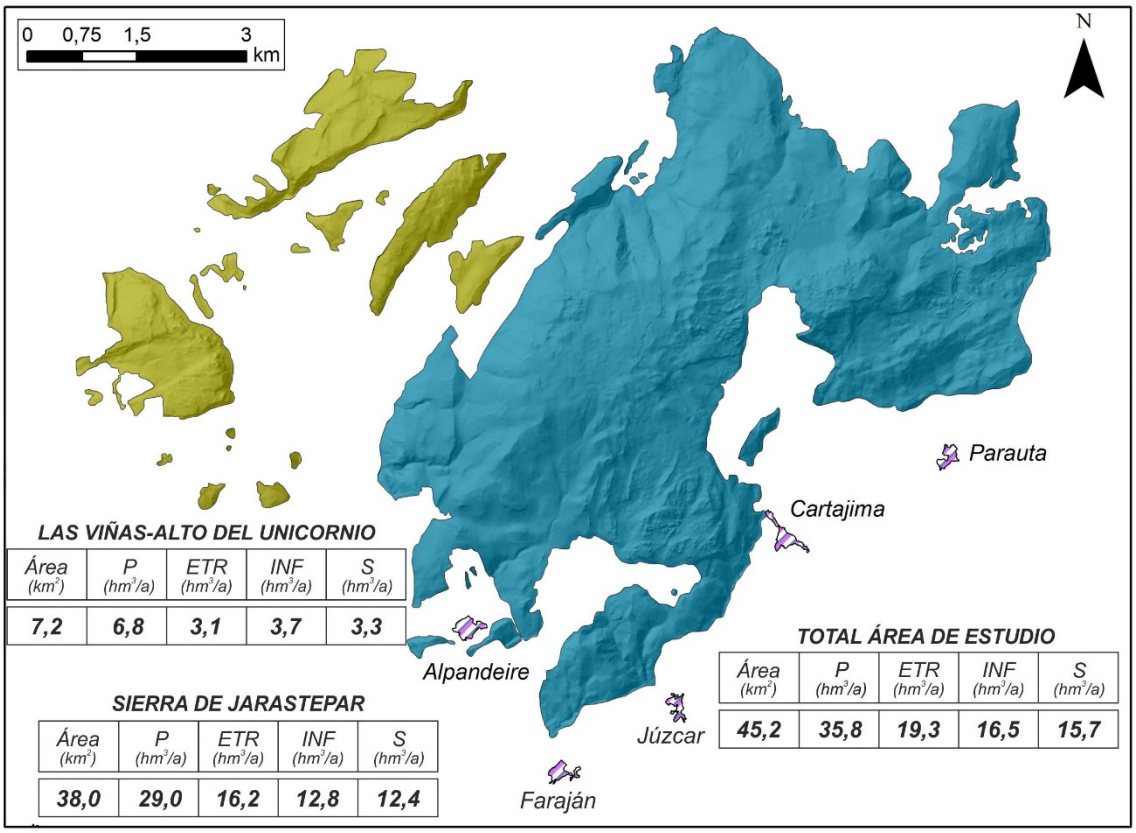


Figura 6.5. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación. Leyenda: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real; INF, infiltración o entradas y S, salidas

6.5. Recursos hídricos medios anuales correspondientes al periodo histórico (1950/51-2016/17)

En este apartado se muestran los recursos hídricos medios anuales correspondientes al periodo histórico aplicando las tasas de recarga obtenidas con el método APLIS (Fig. 6.6). Ello puede ser de interés para la gestión y planificación hidrológica de los acuíferos objeto de esta Tesis Doctoral. En trabajos previos se han estimado unos recursos medios anuales para el área de estudio de 18 hm^3/año (Jiménez *et al.*, 2007), a pesar de que estos cálculos no incluían los afloramientos de dolomías y calizas triásicas de la Unidad de Nieves que se encuentran al N de Parauta, así como la Unidad de Enamorados que constituye el Cancho de Almola.

Los recursos medios renovables del área de estudio para el periodo histórico considerado, son 19,6 hm^3/año, que corresponden al 49 % de la precipitación (43 hm^3/año). En detalle, el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio presenta unos recursos medios anuales de 3,7 hm^3/año (54 % de la precipitación) mientras que el de la sierra de Jarastepar alcanza 15,9 hm^3/año (44 % de la precipitación).

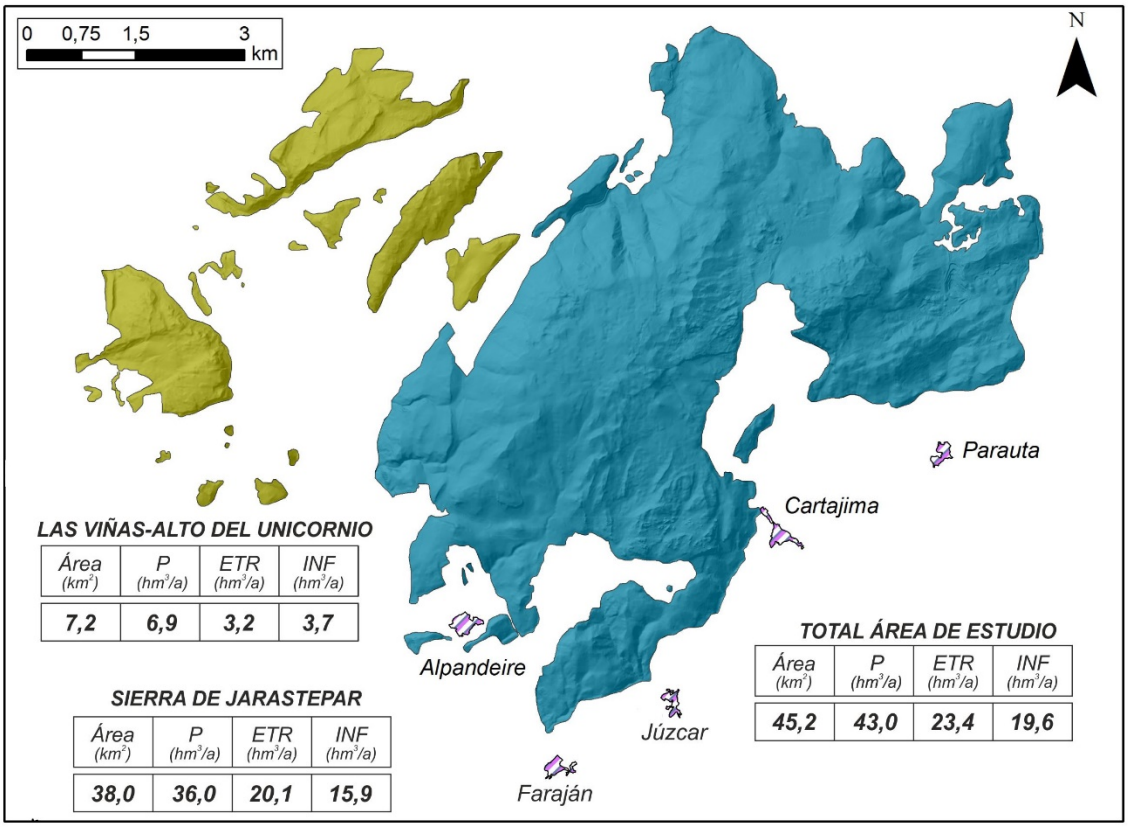


Figura 6.6. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo histórico (1950/51-2016/17). Leyenda: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real; INF, infiltración o entradas y S, salidas

Conviene tener presente que la disponibilidad de los recursos hídricos depende del funcionamiento hidrogeológico (véase capítulo 4). El grado de karstificación de los acuíferos determina el comportamiento hidrogeológico más o menos inercial, que conlleva variaciones en cuanto a la capacidad de regulación natural se refiere. En el caso del acuífero de la sierra de Jarastepar presenta un elevado grado de karstificación, como se ha observado a partir de las respuestas naturales de los manantiales situados en la Zona Externa (dominio Penibético). Los volúmenes de agua de recarga se transfieren rápidamente hacia los puntos de descarga siguiendo vías de flujo preferentes y, por consiguiente, tiene una baja capacidad de regulación natural. Sin embargo, la alta capacidad de regulación que se aprecia en los manantiales localizados en la Zona Interna, no es justificable con un bajo grado de karstificación, sino que es consecuencia de varios factores: el gran espesor de la zona saturada, los materiales de baja permeabilidad del contacto entre la Zona Externa e Interna y el grado de karstificación de los carbonatos triásicos (menor que el correspondiente a las calizas jurásicas).

Los resultados del balance hidrogeológico de los acuíferos que constituyen el área de estudio, tanto para el periodo histórico como para el periodo de investigación, son coherentes con los planteamientos hechos en capítulos previos de la Tesis Doctoral. Así, la descarga que se produce por los manantiales de la Zona Interna procede de la sierra de Jarastepar, aunque ninguno de los trazadores artificiales inyectados en los ensayos realizados en este macizo se han detectado en dichas surgencias. Los volúmenes de agua que se infiltran en la sierra de Jarastepar son netamente superiores a los caudales drenados por los manantiales situados en la Zona Externa (*TP* Alfaguara y *TP* Pozancón). Dichos volúmenes solo se pueden explicar si se consideran también los manantiales que están situados en la Zona Interna.

7. ACUÍFERO DE LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO

7.1. Límites y geometría

Los relieves que configuran la sierra de Las Viñas y Alto del Unicornio están formados por calizas y dolomías jurásicas, así como por margas y margocalizas cretácicas. Todos estos materiales ocupan una extensión de 57 km^2, de los que 7,2 km^2 corresponden a afloramientos permeables (Fig. 7.1). La gran extensión de materiales cretácicos de baja permeabilidad que se encuentra sobre las calizas y dolomías acuíferas debe dar lugar a zonas con carácter de acuífero confinado.

En conjunto, la geometría general de estas formaciones rocosas corresponde a la charnela y flanco occidental del anticlinorio que forma las sierras de Jarastepar, Alto del Unicornio y Las Viñas. Los materiales acuíferos están limitados, al N, por el contacto estratigráfico entre las calizas jurásicas y las margas y margocalizas cretácicas, sobre el que se superponen tectónicamente las arcillas y areniscas del Flysch. Al S, el acuífero está definido por un contacto mecánico complejo entre la Zona Externa y la Zona Interna que implica a los materiales de baja permeabilidad del Flysch del Campo de Gibraltar, del Complejo Maláguide y a las Unidades Frontales (Fig. 7.1; véanse mapa geológico y cortes 1-1´, 2-2´y 3-3´ adjuntos a esta memoria). Al O, el cauce del río Guadiaro sigue el eje de un pliegue sinclinal, cuyo núcleo está ocupado por margocalizas bajo las cuales se sitúan, en continuidad estratigráfica, las formaciones acuíferas jurásicas que afloran en el macizo de Las Viñas-Alto del Unicornio y la sierra de Líbar. Al no existir ninguna ruptura mayor de carácter estructural que lo impida, las calizas jurásicas situadas a ambos lados del río Guadiaro deben de estar conectadas hidráulicamente. Esta conexión no implica transferencia efectiva de recursos entre las dos unidades, puesto que el río Guadiaro actúa como eje de drenaje común y como límite entre ellas. De hecho, los manantiales que se localizan en ambas márgenes, por encima del nivel de río, y las surgencias difusas no visibles que probablemente existan en el lecho, pueden tener su origen en cualquiera de las dos unidades acuíferas (sierra de Líbar o Las Viñas-Alto del Unicornio) o en ambas simultáneamente. Al E, afloran los materiales escasa permeabilidad (arcillas y areniscas triásicas) que constituyen el núcleo del pliegue

anticlinal principal del área de estudio (véanse mapa geológico y cortes 1-1´, 2-2´y 3-3´ adjuntos a esta memoria).

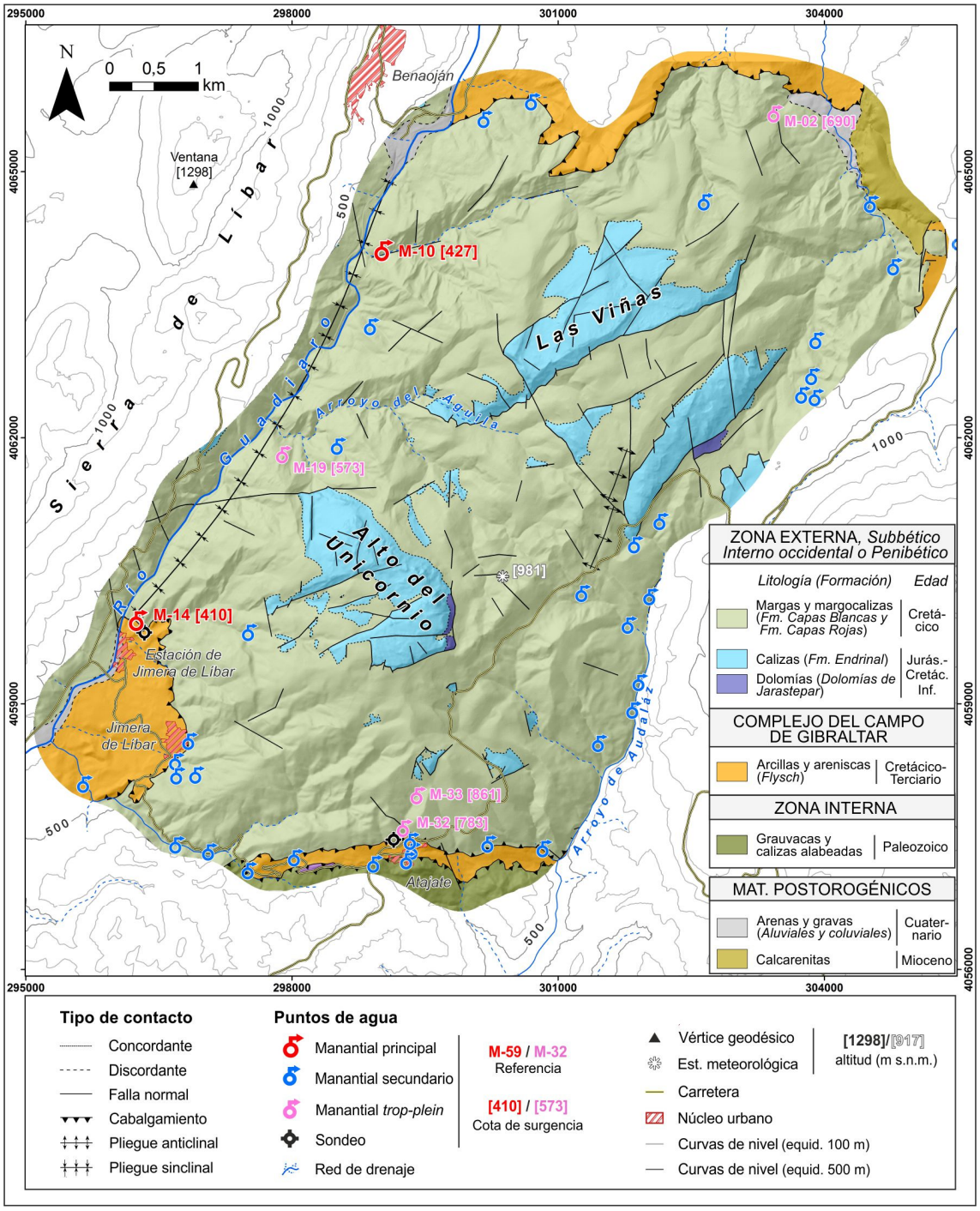


Figura 7.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio

7.2. Puntos de agua (manantiales)

La mayoría de los manantiales de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio se localizan en los bordes del macizo (Fig. 7.1, 7.2 y 7.3; Tab. 7.1). Los principales puntos de descarga están situados en la parte occidental del acuífero, hacia el valle del río Guadiaro, donde se encuentran los manantiales permanentes de Arroyo del Agua (M-10, 427 m s.n.m.) y Fuente Grande (M-14, 410 m s.n.m.) (Fig. 7.1; Fig. 7.2). En ambas surgencias se observan canalizaciones construidas para el antiguo suministro de agua potable a las poblaciones de Jimera de Líbar y Estación de Jimera de Líbar, en el caso del manantial de Fuente Grande, y para abastecimiento de Benaoján, Estación de Benaoján y Montejaque, en el caso de la surgencia de Arroyo del Agua.



Figura 7.2. (A) Entorno del manantial de Fuente Grande y caseta de captación de antiguo abastecimiento a la población de Jimera de Líbar (marzo de 2016). (B) Manantial de Fuente Grande en condiciones de aguas altas (noviembre de 2015) y detalle de la zona de surgencia en dichas circunstancias. (C) Surgencia de Arroyo del Agua en condiciones de aguas bajas (marzo de 2017) y (D) de aguas altas (febrero de 2017)



Figura 7.3. (A) Entorno de barranco donde surge el *TP* El Molinillo [M-02] tras los periodos de abundantes lluvias. (B) Salto de agua que tiene lugar en las inmediaciones del *TP* El Molinillo debido a la escarpada orografía y (C) cueva en la que emerge dicha surgencia. (D) Panorámica de la cara N del macizo del Alto del Unicornio donde se localiza el manantial de *TP* El Almendral de Mariana [M-19]. (E) Arroyo del Águila por el que discurre agua de escorrentía junto con agua subterránea drenada por la surgencia de *TP* El Almendral de Mariana

Existen surgencias de tipo *trop-plein* que se activan tras los periodos de abundantes lluvias. Las más importantes, a tenor del caudal drenado durante los periodos en que son activas, corresponden a: la surgencia de *TP* Molinillo [M-02, 690 m s.n.m.], situada en el borde septentrional del macizo de Las Viñas (Fig. 7.1; Fig: 7.3.A, B y C), y el *TP* El Almendral de Mariana [M-19, 573 m s.n.m.] (Fig. 7.1; Fig. 7.3.D y E), localizada al N del Alto del Unicornio, en el arroyo del Águila (Fig. 7.1).

7.3. Hidrodinámica

Se cuenta con datos históricos de caudal del manantial de Fuente Grande medidos por el IGME. Los aforos se realizaron mediante micromolinete, con una periodicidad aproximadamente semestral, entre febrero de 1975 y mayo de 2001. El valor medio fue de 7 l/s para el periodo histórico considerado (véase apartado 4.4; Tab. 4.4).

En lo que se refiere a los valores obtenidos durante el periodo de investigación, el caudal medio de la surgencia de Arroyo del Agua ha sido 39 l/s, mientras que el del manantial de Fuente Grande ha sido 25 l/s, notablemente superior al valor histórico (7 l/s; véase apartado 4.4). Los caudales máximos registrados durante este periodo han sido 274 l/s, en Arroyo del Agua, y 301 l/s, en Fuente Grande (Tab. 7.1), mientras que los mínimos han estado comprendidos entre 5 y 0,4 l/s, respectivamente. El valor medio del coeficiente de variación de los caudales ha sido algo superior en la surgencia de Fuente Grande (16 %) que en el manantial de Arroyo del Agua (11 %). Por otra parte, no han sido posibles los aforos directos a los principales *trop-plein* (*TP* El Molinillo y *TP* El Almendral de Mariana) debido a su difícil acceso en condiciones hidrodinámicas altas.

Punto	**Ref.**	**Tipo de registro**	**Periodo de registro**	**Nº de medidas**	**$Q_{máx}$**	**$Q_{mín}$**	**Q_{med}**	**Rango**	**cv**
					(l/s)				**(%)**
Arroyo del Agua	M-10	puntual	2015/2016	55	232	7	36	225	99
			2016/2017	27	274	5	38	269	135
Valores medios			***sep-15 a sep-17***	**82**	**274**	**5**	**37**	**269**	**111**
Fuente Grande	M-14	puntual	ene-14 a sep-15	60	195	1	29	194	137
		puntual	2015/2016	42	161	8	31	153	110
		puntual	2016/2017	27	243	2	53	241	141
		continuo	ene-14 a sep-15	14915	251	0,8	24	250	146
		continuo	2015/2016	8784	209	0,9	25	208	140
		continuo	2016/2017	8760	301	0,4	26	301	184
Valores medios			***ene-14 a sep-17***	**32588**	**301**	**0,4**	**25**	**301**	**157**

Tabla 7.1. Resumen del caudal drenado por los principales manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el periodo de estudio

7.3.1. Descripción de los hidrogramas

La figura 7.4 representa la evolución temporal de los datos de caudal correspondientes a la serie histórica (IGME) del manantial de Fuente Grande.

Como puede observarse, el caudal máximo registrado no corresponde al año más húmedo. Esto es debido a que la periodicidad de los aforos históricos no fue suficientemente representativa de las variaciones que se producen en el caudal de dicha surgencia, por lo que no es posible establecer características hidrodinámicas del funcionamiento del acuífero a partir de la serie de datos histórica.

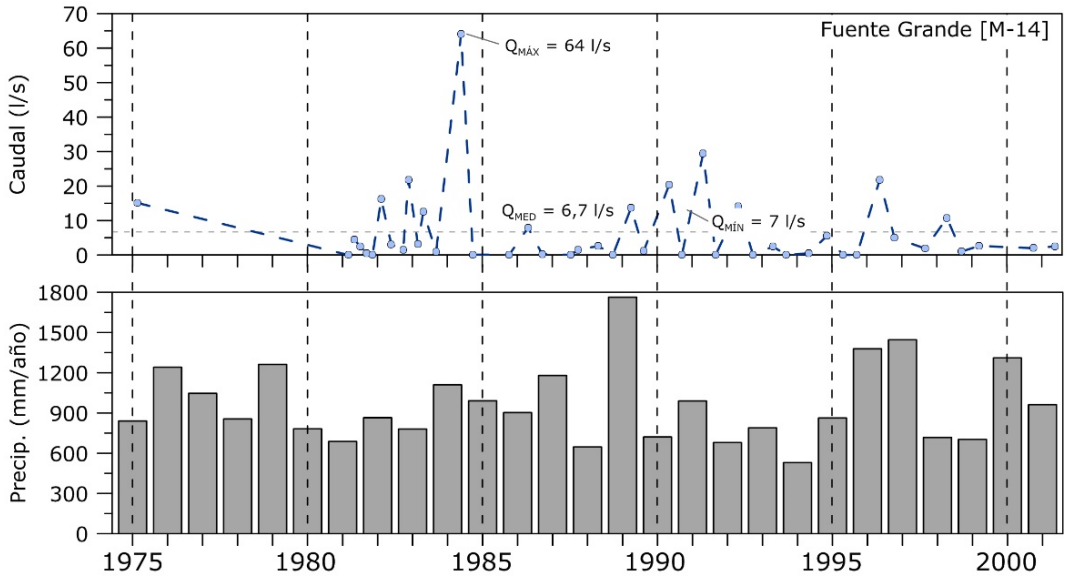


Figura 7.4. Hidrograma histórico del manantial de Fuente Grande obtenido a partir de los datos facilitados por el IGME. Precipitaciones registradas en la estación de Alpandeire (véase situación en la figura 3.4)

Los hidrogramas de las principales surgencias que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio, obtenidas a partir de los datos de caudal medidos durante el periodo de investigación, muestran notables aumentos de caudal relacionados con los principales eventos pluviométricos (Fig. 7.5; Fig. 7.6; Fig. 7.7). Se registran generalmente varias crecidas a lo largo del año hidrológico, que suelen ocurrir en otoño, invierno y primavera. Las primeras lluvias que se producen tras los meses de estiaje, a pesar de su intensidad, no generan apenas variaciones de caudal. Sin embargo, aumentan el grado de saturación de agua en el suelo y propician que los eventos de precipitación posteriores generen respuestas hidrodinámicas. En los meses de primavera tienen lugar aumentos de caudal significativos, si las precipitaciones son abundantes (por ejemplo, 174 mm, en mayo de 2016).

Los tiempos de respuesta son más fáciles de precisar en el manantial de Fuente Grande habida cuenta que se instaló un sensor de registro continuo de altura de lámina de agua. Sin embargo, los hidrogramas de las surgencias de Arroyo del

Agua y Fuente Grande siguen un patrón bastante similar, en cuanto a sus respuestas hidrodinámicas. El manantial de Fuente Grande registró un caudal de hasta 250 l/s en 44 horas (noviembre de 2014), como respuesta a un episodio de precipitación de 153 mm (Fig. 7.5), o de 210 l/s en 114 horas (mayo de 2016), tras un evento de recarga en el que se cuantificaron 175 mm en 8 días (Fig. 7.6).

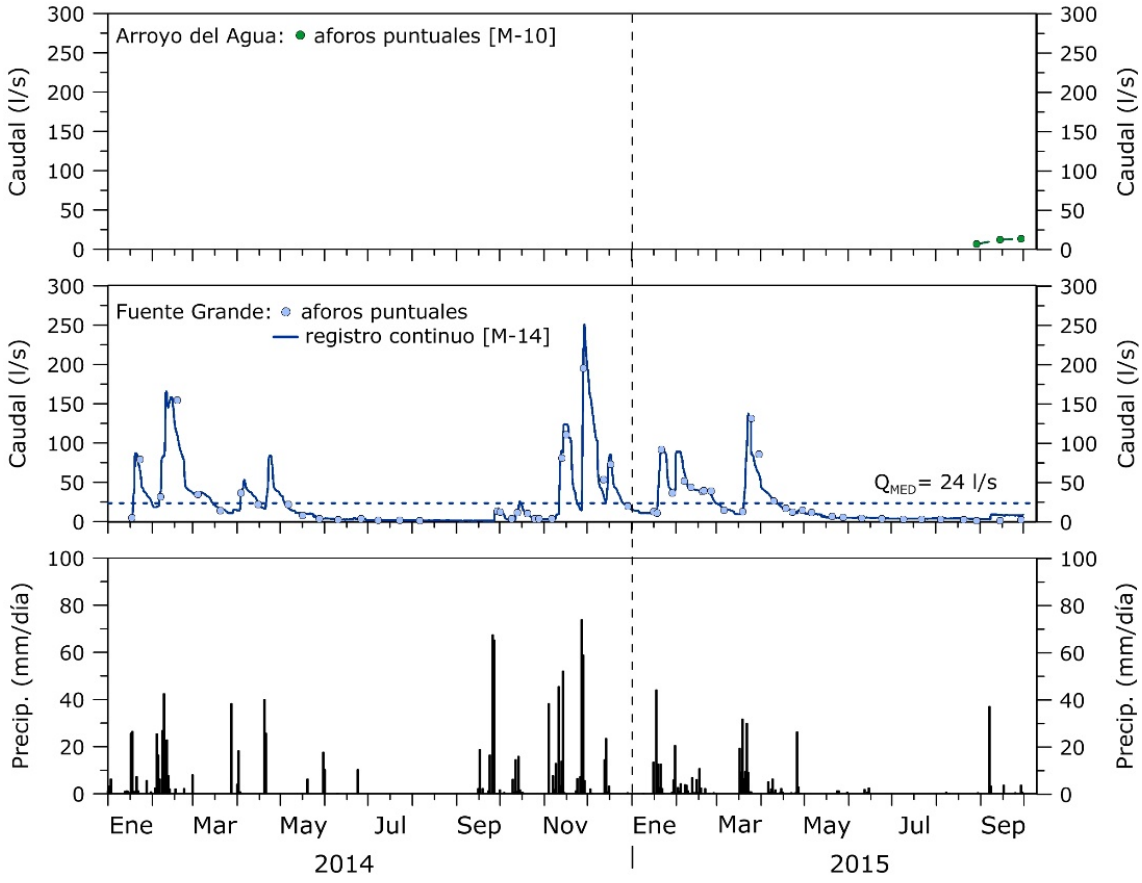


Figura 7.5. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio desde enero de 2014 a septiembre de 2015. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4)

La mayor crecida registrada durante el periodo de estudio tuvo lugar entre noviembre y diciembre de 2016 (Fig. 7.7), en la que se alcanzó un caudal máximo de 301 l/s y se mantuvo por encima de los 150 l/s durante 15 días. Estas crecidas son de corta duración y en apenas 1 mes se registraron caudales similares a los previos al evento de recarga. En cualquier caso, la morfología del hidrograma y la duración de la crecida dependen también de la cantidad de precipitación y de su distribución en el tiempo, así como del estado hidrodinámico del sistema previo al momento en el que se produce la recarga.

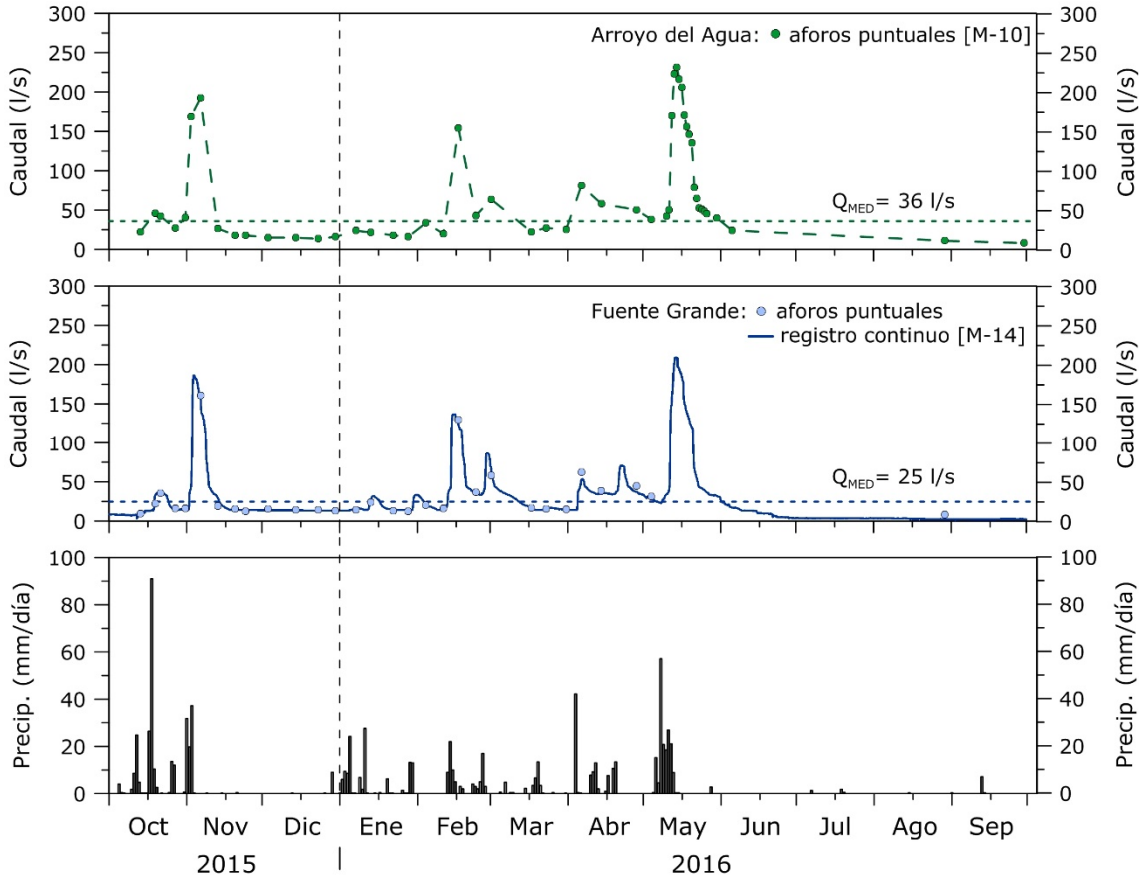


Figura 7.6. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el año hidrológico 2015/16. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4)

En el caso de las surgencias de Arroyo del Agua y Fuente Grande, el análisis cualitativo de sus hidrogramas permite inferir una aproximación del funcionamiento hidrodinámico del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio. Se podría afirmar que dicho sistema presenta un funcionamiento propio de flujo por conductos kársticos, con limitaciones en cuanto a la capacidad de regulación natural.

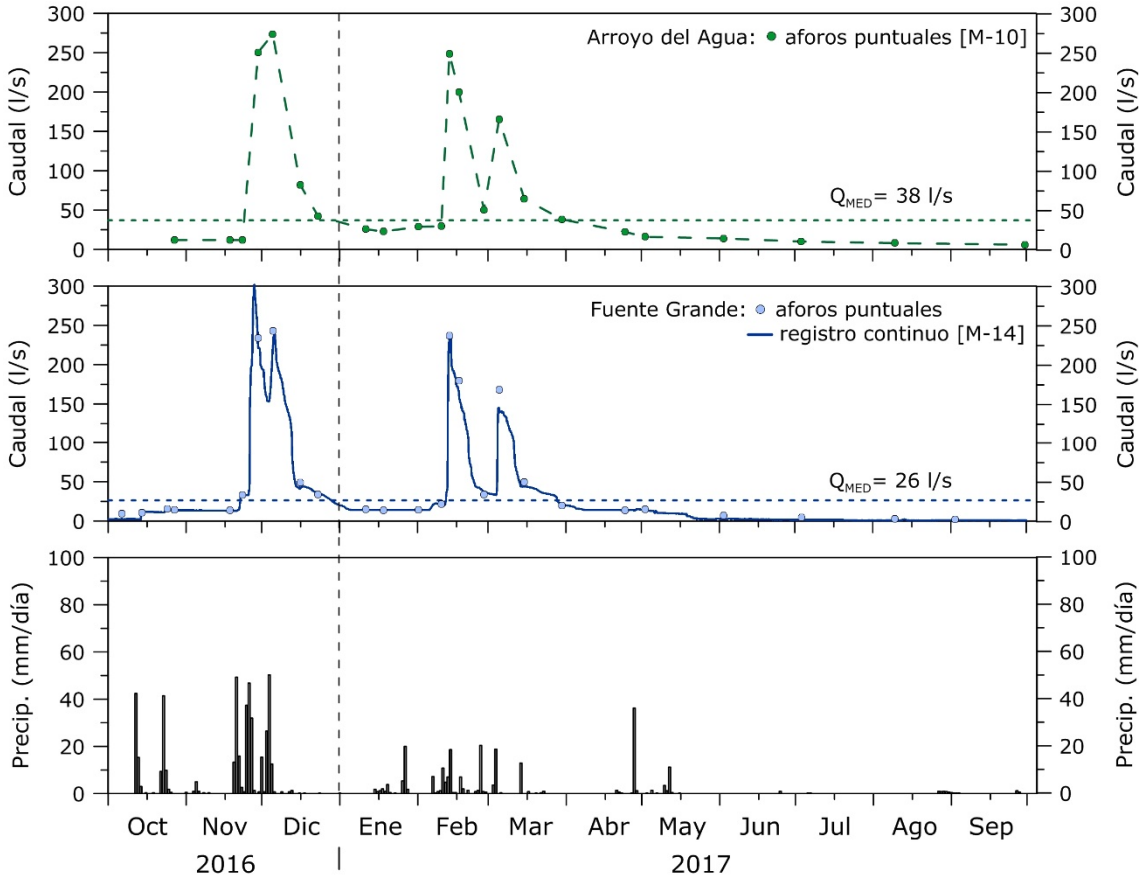


Figura 7.7. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el año hidrológico 2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4)

7.3.2. Análisis de las curvas de recesión de los principales manantiales por el método de Mangin (1970, 1975)

Se han considerado los periodos correspondientes a estiajes o épocas en las que no se produce recarga de los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17, con objeto de analizar las curvas de recesión de los manantiales de Arroyo del Agua [M-10] y Fuente Grande [M-14] mediante la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Los valores de los parámetros obtenidos de este análisis (Tab. 7.2) son generalmente similares en ambas surgencias. Conviene destacar que se han seleccionado los agotamientos más representativos de cada manantial, teniendo en cuenta la disponibilidad de datos y las condiciones de medida (registro continuo en el manantial de Fuente Grande y puntual en el caso de Arroyo del Agua).

La duración media de la decrecida (D_d) en el manantial de Fuente Grande (44 días) es casi el triple que en la surgencia de Arroyo del Agua (17 días). Los coeficientes medios de velocidad de infiltración (η) son de 0,024 y 0,068 (Tab. 7.2),

respectivamente, lo que sugiere cierto grado de karstificación funcional en el acuífero. El factor de heterogeneidad (ε) presenta valores medios de 0,170 (Fuente Grande) y 0,045 (Arroyo del Agua), lo que da lugar a cierta concavidad en las curvas de la función y (Fig. 7.8; Fig. 7.9), más marcada en el manantial de Fuente Grande (Fig. 7.9). Esto indica que existe un decrecimiento relativamente rápido en los caudales de los dos manantiales durante sus respectivas decrecidas, mayor en el caso de la surgencia de Arroyo del Agua.

Punto	**Ref.**	**Año**	D_d **(días)**	η **(días^{-1})**	ε **(días^{-1})**	i	D_a **(días)**	α **(días^{-1})**	V_d **(hm^3)**	V_t **(hm^3)**	k
Arroyo del Agua	M-10	2015	10	0,100	0,063	0,71	39	1,3E-02	0,2	1,1	0,07
		2016	16	0,063	0,050	0,79	126	1,1E-02	0,2	1,1	0,09
		2017	25	0,040	0,020	0,88	142	9,8E-03	0,3	1,1	0,12
Valores medios		**2015-2017**	**17**	**0,068**	**0,045**	**0,80**	**102**	**1,1E-02**	**0,2**	**1,1**	**0,09**
Fuente Grande	M-14	2014	35	0,029	0,229	0,65	108	1,5E-02	0,1	0,8	0,06
		2015	54	0,019	0,163	0,73	110	9,8E-03	0,1	0,8	0,09
		2016	42	0,024	0,119	0,77	112	8,0E-03	0,1	0,8	0,09
Valores medios		**2014-2016**	**44**	**0,024**	**0,170**	**0,72**	**110**	**1,1E-02**	**0,1**	**0,8**	**0,08**

Tabla 7.2. Resultados obtenidos a partir del análisis mediante el método de Mangin (1970, 1975) de las curvas de recesión de los manantiales de Arroyo del Agua y Fuente Grande durante el periodo de estudio (2014-2017). Parámetros deducidos: D_a, duración del agotamiento; η, coeficiente de velocidad de infiltración; ε, coeficiente de heterogeneidad; i y k, parámetros de Mangin (1970, 1975), Q_i, caudal al inicio del agotamiento; α, coeficiente de agotamiento; V_d, volumen dinámico; V_t, volumen de tránsito

El valor medio del parámetro i en las curvas analizas es de 0,72 para el manantial de Fuente Grande y 0,80 para la surgencia de Arroyo del Agua. En ambos casos es superior a 0,50 (Tab. 7.2) por lo que, según Mangin (1970, 1975), correspondería a sistemas complejos y de grandes dimensiones. Esto podría estar en consonancia con el sistema hidrogeológico en cuestión, ya que dispone de una superficie total de 57 km^2, en los que la mayor parte de los materiales potencialmente acuíferos (calizas y dolomías jurásicas) no afloran en superficie, sino que se encuentran bajo las margocalizas cretácicas (Fig. 7.1).

El coeficiente de agotamiento (α) de ambos manantiales presenta valores del orden de 10^{-2} días^{-1}, característicos de sistemas con un drenaje kárstico bien desarrollado. El volumen dinámico calculado en la surgencia de Fuente Grande es 0,1 hm^3, mientras que en el caso del manantial de Arroyo del Agua es 0,2 hm^3.

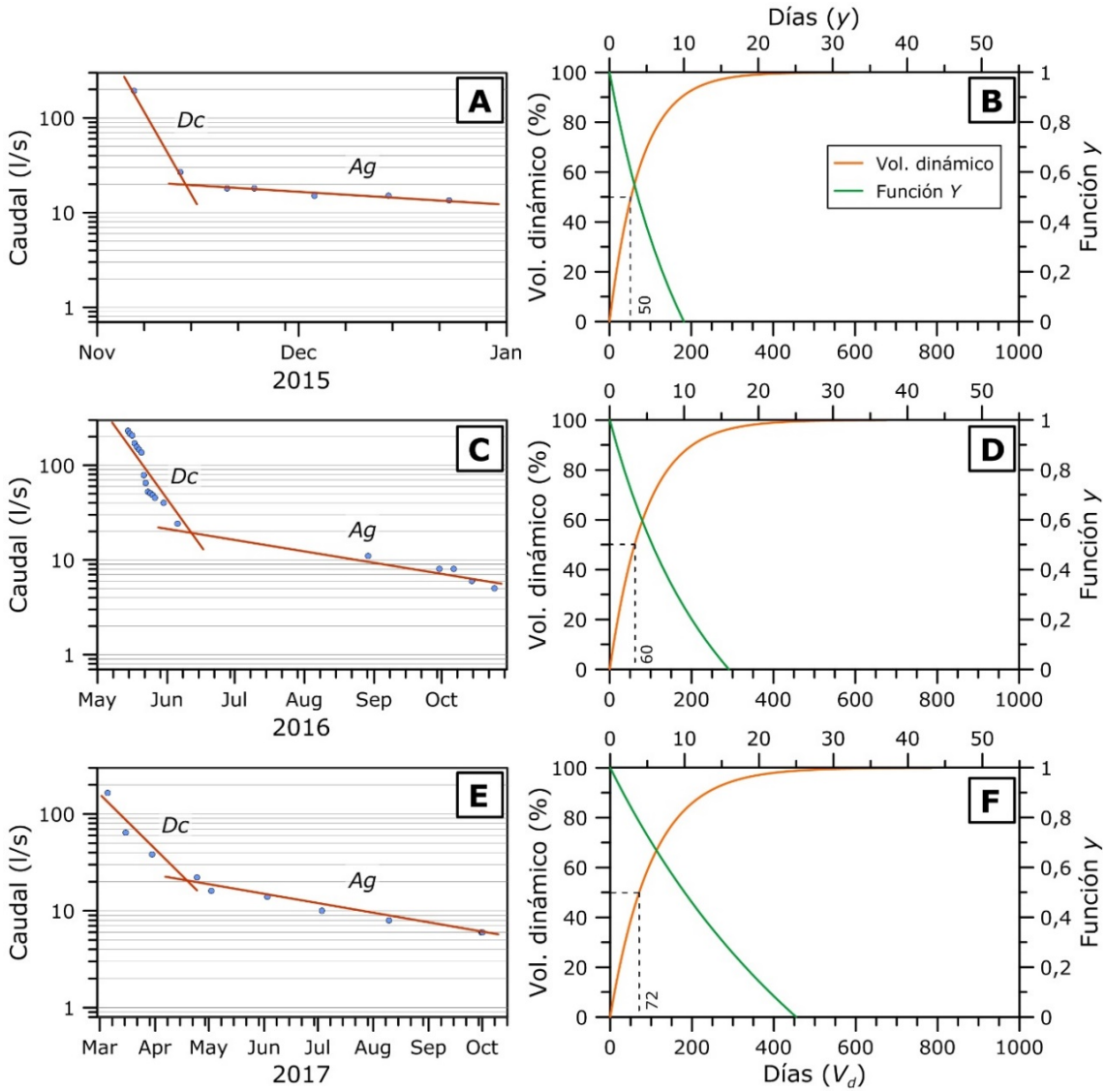


Figura 7.8. (A-C-E) Curvas de agotamiento (*Ag*) del manantial de Arroyo del Agua [M-10]. (B-D-F) Gráficos de la función *y* y del porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

La representación del porcentaje de volumen dinámico (V_d) en función del tiempo (Fig. 7.8.B, D y F; Fig. 7.9.B, D y F), permite estimar, desde el comienzo del agotamiento, los días que deberían de pasar hasta que se hubiera drenado el 50% de dicho volumen por el manantial. Los resultados medios obtenidos ponen de manifiesto que en el caso de la surgencia de Arroyo del Agua transcurren entre 50 y 72 días, mientras que en el manantial de Fuente Grande entre 48 y 87 días. Esto sugiere una baja capacidad de regulación natural del sistema. El volumen de tránsito anual (*Vt*) es de 1,1 hm³ (Arroyo del Agua) y 0,8 hm³ (Fuente Grande). Así, los valores medios del parámetro *k* (V_d/V_t) varían entre 0,09 y 0,08,

respectivamente. Por todo ello, según la metodología de Mangin (1970, 1975), los rangos de valores obtenidos son propios de acuíferos típicamente kársticos.

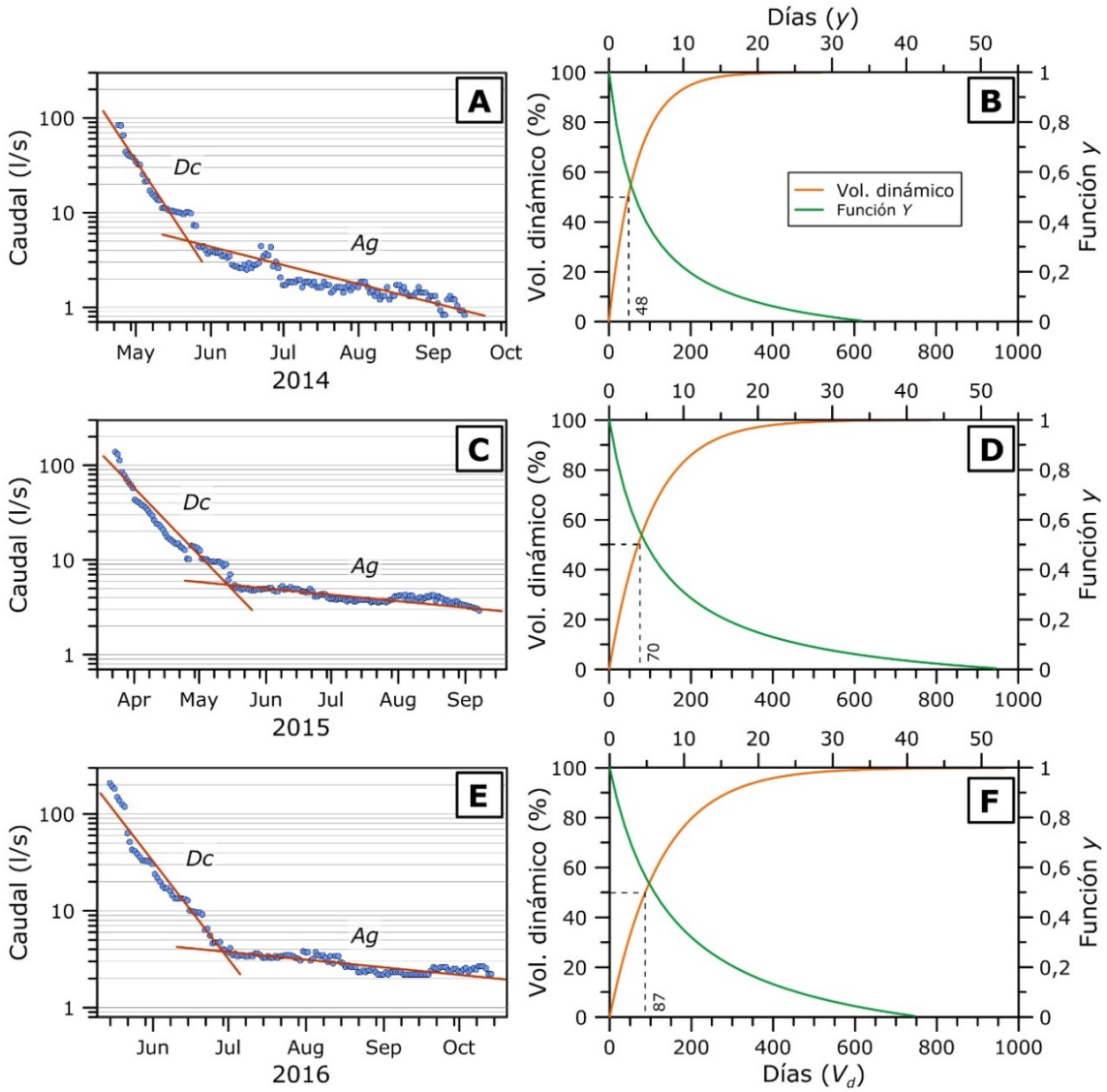


Figura 7.9. Curvas de agotamiento (Ag) del manantial de Fuente Grande [M-14]. (A-C-E) Gráficos de la función y y del porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado (B-D-F) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

La representación de los parámetros k e i en el gráfico de Mangin (1970, 1975) revela que los manantiales Arroyo del Agua y Fuente Grande se encuentran dentro del dominio IV (Fig. 7.10), característico de los sistemas kársticos con una compleja organización del drenaje. Ambos puntos representados se sitúan próximos entre sí (Fig. 7.10). Esto es coherente con el hecho de que, tanto el manantial de Arroyo del Agua como Fuente Grande, drenan el mismo sistema hidrogeológico y no se perciben grandes diferencias en cuanto al funcionamiento hidrodinámico.

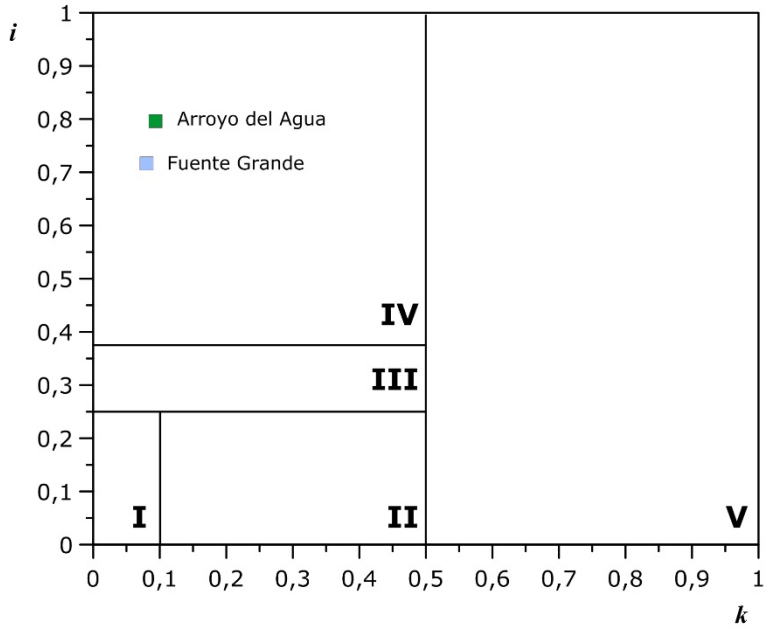


Figura 7.10. Representación de los puntos correspondiente a los manantiales Arroyo del Agua y Fuente Grande en el gráfico i-k, propuesto por Mangin (1970, 1975), para clasificar los acuíferos carbonáticos a partir del análisis de las curvas de recesión

7.3.3. Análisis correlatorio de la serie de datos caudal

Se ha realizado un análisis correlatorio (simple y cruzado) con la serie de datos de caudal del manantial de Fuente Grande, desde enero de 2014 y septiembre a septiembre de 2017. Los datos de precipitación corresponden a la estación meteorológica de Jarastepar (véase situación en Fig. 3.4), ya que dispone del registro más completo del periodo de investigación. El tratamiento llevado a cabo ha sido a partir de datos diarios, con una ventana de observación de 416 días.

En la figura 7.11 se representan los resultados obtenidos en el análisis correlatorio de las series de datos mencionados. Se aprecia correlación entre el caudal de Fuente Grande y la lluvia. La función de autocorrelación (Fig. 7.11.A) del caudal presenta un descenso rápido, con un efecto memoria (E.M.) de 21 días, lo que indica un bajo poder de regulación en dicha surgencia, atribuible a acuíferos kársticos desarrollados (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Liñán, 2003; Jiménez, 2010).

El correlograma cruzado obtenido (Fig. 7.11.B) refleja la relación entre la precipitación y el caudal del manantial. En este caso presenta una morfología picuda, con un valor máximo del coeficiente de correlación (r_{xy}) de 0,407 para un valor de $k = 3$ días, tras el que se produce un rápido descenso de los valores de r_{xy}. Esto indica que la máxima respuesta hidrodinámica de esta surgencia tiene lugar 3

días después del evento de recarga y que su influencia no se prolonga mucho tiempo en la descarga.

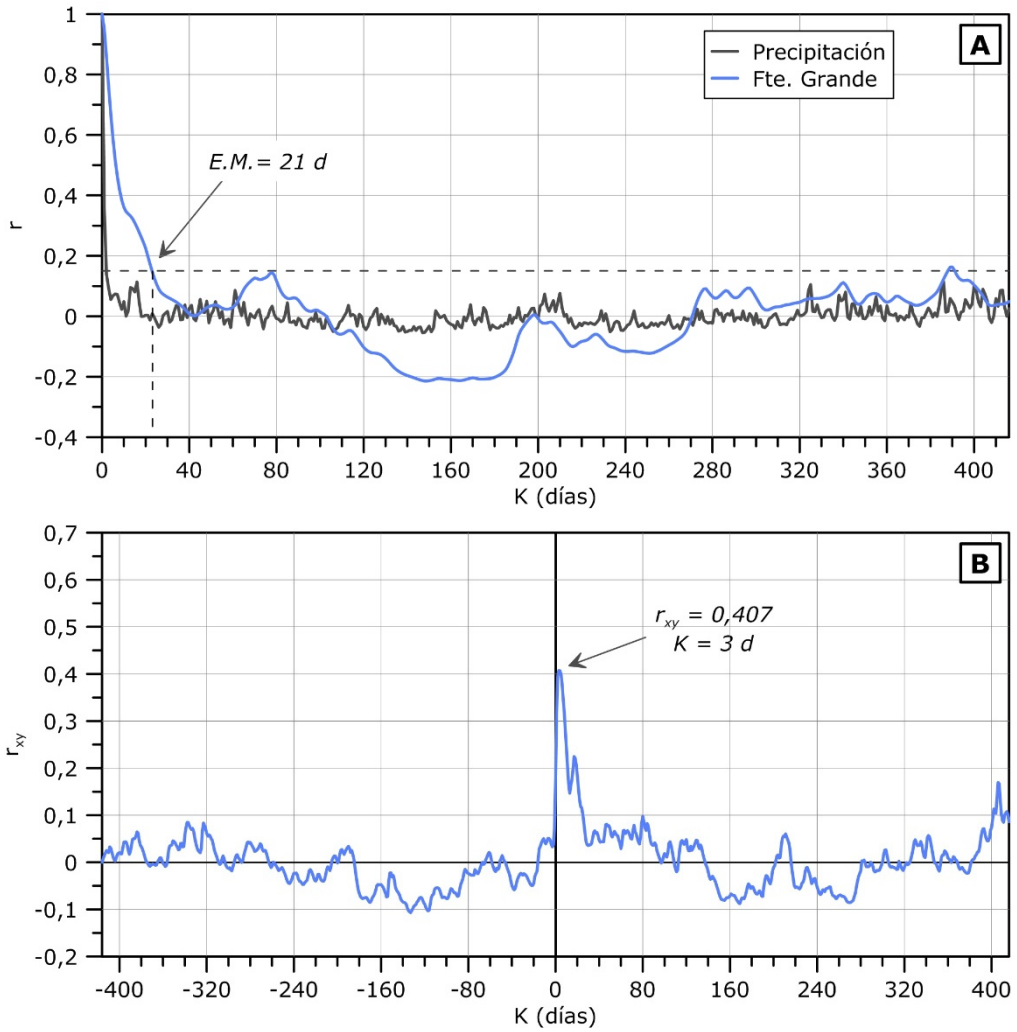


Figura 7.11. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y caudal del manantial de Fuente Grande durante el periodo de registro continuo, de enero de 2014 a septiembre de 2017, para una ventana de observación de 416 días. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre la serie de precipitación y de caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación; r_{xy}, coeficiente de correlación cruzada; *E.M.*, efecto memoria

A partir de los resultados del análisis correlatorio (simple y cruzado) de los datos diarios de caudal registrado en el manantial de Fuente Grande (morfología del correlograma simple y cruzado, efecto memoria y tiempo de regulación) se deduce un comportamiento kárstico para el sector del acuífero drenado por esta surgencia. Manantiales con comportamiento similares han sido descritos en otros acuíferos kársticos de la Cordillera Bética, como la surgencia de Benaoján en sierra de Líbar (Jiménez, 2010) o la de río Jorox en sierra de las Nieves (Liñán, 2003).

7.3.4. Análisis de caudales clasificados

La serie de datos de caudal del manantial de Fuente Grande durante el periodo estudiado se ha dividido en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada de cada clase. El gráfico resultante (Fig. 7.12.A) indica que, durante el 70 % del tiempo, el manantial drena caudales inferiores a 20 l/s. La representación de la frecuencia relativa acumulada, en escala probabilística, frente a los intervalos de caudal, en escala logarítmica (Fig. 7.12.B), permite distinguir cuatro tramos principales:

1.- Caudales inferiores a 4 l/s (m_1), propios de situaciones de agotamiento del manantial.

2.- Caudales entre 4 y 100 l/s (m_2), con pendiente ligeramente menor que el tramo anterior, lo que indica variaciones algo más rápidas durante el periodo de decrecida.

3.- Caudales entre 100 y 200 l/s (m_3), con mayor pendiente que el tramo m_2, lo que sugiere cambios de caudal más rápidos, debido posiblemente a un mayor grado de desarrollo en la zona no saturada del acuífero, que es funcional cuando se alcanzan dichos caudales.

4.- Caudales superiores a 200 l/s (m_4), corresponde al tramo con mayor pendiente de los analizados. Se identifica con las crecidas más significativas del manantial.

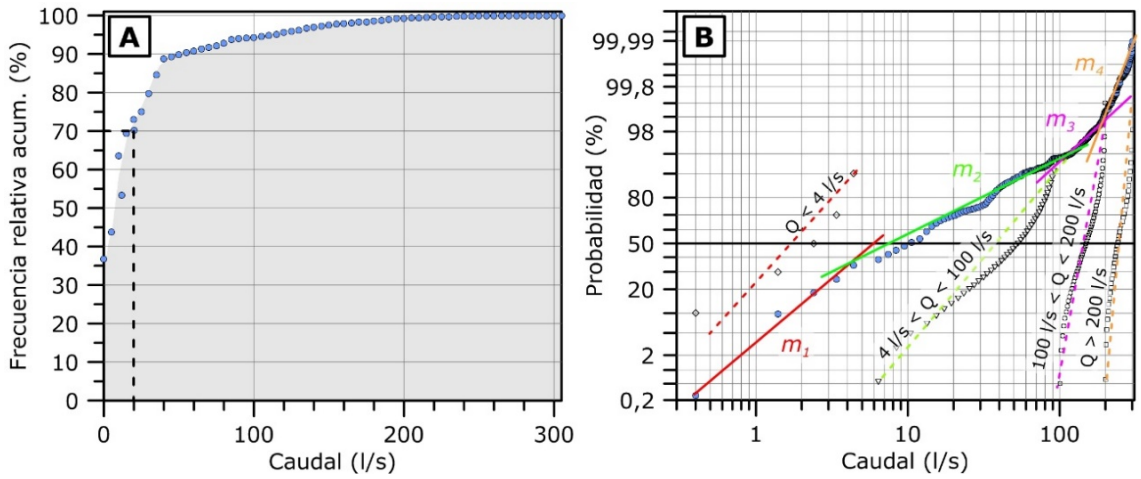


Figura 7.12. Gráfico de caudales clasificados del manantial de Fuente Grande, (A) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y escala probabilística (B)

Se ha realizado el mismo tratamiento para cada uno de los tramos identificados en la curva de caudales clasificados del manantial de Fuente Grande (Fig. 7.12.B). Según la metodología propuesta por Padilla (1990), se ha calculado el porcentaje de volumen drenado, con respecto al total, en cada uno de los tramos (Tab. 7.3). Los resultados indican que durante el periodo de agotamiento (m_1) la surgencia drena aproximadamente un tercio del volumen total desaguado (34,4 %), mientras que la mayor parte (65,6 %) se produce en periodos de decrecida ($m_2+m_3+m_4$).

Tramo	Intervalo de caudal (l/s)	Caudal medio (l/s)	% Volumen total
m_1	< 4	2,4	34,4
m_2	4-100	53	59,7
m_3	100-200	150	5,1
m_4	> 200	246	0,8

Tabla 7.3. Porcentaje del volumen de agua que drena el manantial de Fuente Grande en las diferentes situaciones hidrodinámicas diferenciadas a partir del análisis de caudales clasificados

7.4. Hidroquímica e hidrotermia

7.4.1. Distribución espacial de las características físico-químicas

Las aguas drenadas por los manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio presentan facies hidroquímicas exclusivamente de tipo bicarbonatada cálcica (véase apartado 4.6.2; Fig. 4.11.A).

A partir de la tabla 4.8 (véase apartado 4.6.2) se puede afirmar que existe similitud en la composición química de las aguas drenadas por los manantiales del acuífero. Los valores medios de conductividad eléctrica del agua de los dos manantiales principales (Tab. 4.6) son 369 µS/cm (Arroyo del Agua) y 386 µS/cm (Fuente Grande –registro continuo-), con unos coeficientes de variación de este parámetro de 8 y 5 %, respectivamente. Los mayores contenidos medios de HCO_3^- (273,0 mg/l), Ca^{2+} (88,4 mg/l), Cl (4,6 mg/l) y Na^+ (4,4 mg/l) se registraron en el agua drenada por la surgencia de Fuente Grande (Tab. 4.8). Por su parte, el manantial de Arroyo del Agua presentó los valores medios más elevados de SO_4^{2-} (7,3 mg/l) y NO_3^- (4,9 mg/l). Las concentraciones medias de los demás componentes fueron muy parecidas en las aguas de ambos manantiales, ya que difieren en menos de 0,5 mg/l. Finalmente, los valores medios de los índices de saturación en calita y dolomita, así como los valores medios de $\log P_{CO2}$ fueron iguales (Tab. 4.10) e indican

que las aguas están en equilibrio con respecto a la calcita y subsaturadas en dolomita.

Los coeficientes de variación de la mayoría de los componentes químicos, al igual que ocurre con la conductividad eléctrica, muestran valores ligeramente más bajos en el manantial de Fuente Grande (entre 6,0 y 43,4 %) que en el de Arroyo del Agua (entre 8,6 y 58,8 %), excepto Na^+, K^+ y Cl^- (Tab. 4.8). De acuerdo con estos resultados, y según los criterios de Shuster y White (1971, 1972), el acuífero drenado por dichas surgencias presentaría un flujo de tipo kárstico, algo más marcado en el sector drenado por el manantial de Arroyo del Agua.

El agua de los manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio presenta características químicas propias del drenaje de acuíferos carbonáticos. Los contenidos en HCO_3^-, Ca^{2+} y Mg^{2+} (Tab. 4.8) proceden de la disolución de las rocas carbonáticas, principalmente las calizas jurásicas que constituyen el acuífero. Las dolomías se encuentran estratigráficamente bajo estas calizas y encima de los materiales triásicos, constituidos por arcillas y evaporitas (yeso). Las bajas concentraciones de Mg^{2+}, prácticamente iguales en las aguas de ambos manantiales, pueden ser debidas a que el flujo se realiza preferentemente por las calizas jurásicas, además de que la cinética de disolución de la dolomita es más lenta que la de la calcita (Appelo y Postma, 2005).

El agua drenada por ambas surgencias presenta valores bajos de COT, entre 0,2 y 1 mg/l (Tab. 4.8). Esto podría ser debido a un menor desarrollo de la cobertera edáfica y de su contenido en materia orgánica. Los valores de $\log P_{CO2}$ calculados (entre -2,5 y -1,4) (Tab. 4.10) estarían en consonancia con lo comentado.

Las concentraciones de NO_3^- son algo más elevadas en la surgencia de Arroyo del Agua (4,9 mg/l, Tab. 4.8), aunque son bajas en ambos manantiales. En el área de recarga no existen actividades potencialmente contaminantes. Sin embargo, en el sector de Las Viñas (Fig. 7.1) existe ganadería concentrada en algunas dolinas, lo cual puede generar un leve aumento del contenido en NO_3^-. Este factor se añadiría a los procesos naturales de enriquecimiento mediante fijación de nitrógeno atmosférico y actividad biológica del suelo, y posterior concentración por evaporación (Mudarra *et al.*, 2014a).

Se ha realizado un Análisis de Componentes Principales para conocer la relación que existe entre las variables físico-químicas y componentes químicos de las muestras de agua de los manantiales de Fuente Grande y Arroyo del Agua (Fig. 7.13). La correlación entre las variables es baja en general, como se puede observar

en la tabla 7.4 y el porcentaje de la varianza total que explican los dos ejes principales del ACP (56,29 %). No obstante, se aprecian correlaciones significativas entre la conductividad eléctrica (CE) y las concentraciones de HCO_3^- y Ca^{2+}, como corresponde a un acuífero carbonático.

Variables	CE	T	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	COT	$logP_{CO2}$
CE	**1**												
T	0,372	**1**											
HCO_3^-	**0,898**	0,408	**1**										
Ca^{2+}	**0,806**	0,258	**0,905**	**1**									
Mg^{2+}	-0,635	-0,042	-0,657	-0,662	**1**								
Na^+	0,337	0,644	0,363	0,249	-0,126	**1**							
K^+	0,120	0,306	0,189	0,108	-0,141	0,312	**1**						
F^-	-0,126	0,266	-0,103	-0,129	0,100	0,254	0,401	**1**					
Cl^-	0,209	0,504	0,258	0,150	-0,161	0,545	0,365	0,142	**1**				
NO_3^-	0,111	-0,284	-0,074	-0,045	-0,008	-0,327	-0,261	-0,323	-0,094	**1**			
SO_4^{2-}	-0,696	-0,235	-0,716	-0,637	0,575	-0,281	-0,214	0,037	0,055	0,053	**1**		
COT	0,364	-0,004	0,338	0,286	-0,287	-0,094	0,074	-0,215	0,142	0,419	-0,259	**1**	
$logP_{CO2}$	0,462	0,191	0,480	0,423	-0,407	0,278	0,300	-0,056	0,154	-0,060	-0,381	0,035	**1**

Tabla 7.4. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio

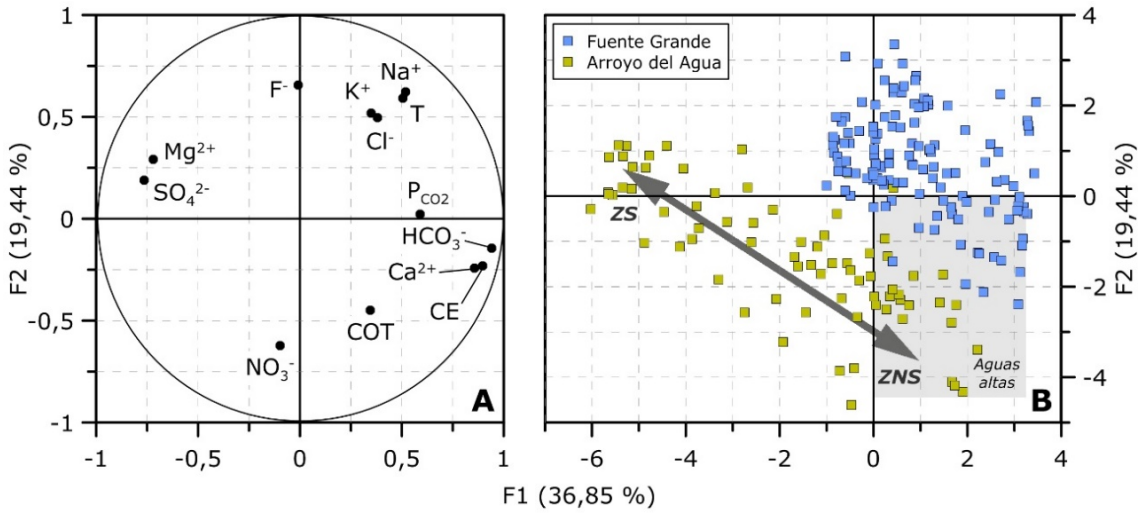


Figura 7.13. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales principales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas. *ZS*, zona saturada; *ZNS*, zona no saturada

En el espacio de las variables (Fig. 7.13.A), el factor 1 (36,85 %), en su parte positiva, está determinado por la CE y los contenidos en HCO_3^- y Ca^{2+}, mientras que Mg^{2+} y SO_4^{2-} se sitúan en la parte negativa del eje. Estas últimas variables pueden considerarse indicadores de la mineralización por el flujo del agua en las dolomías y en la proximidad a las rocas evaporíticas que constituyen el sustratodolommias que ashasd dolomías s lasomías y en la proximidad a las rocas

sustrato. Por su parte, el factor 2 explica la variable NO_3^-, que estaría relacionada, principalmente, con el suelo y epikarst.

En el plano factorial 1 y 2 de las unidades estadísticas se pueden distinguir las muestras de agua procedentes del manantial de Fuente Grande, situadas mayoritariamente en la parte positiva del factor 1, de las del manantial de Arroyo del Agua, distribuidas de forma general en la parte negativa del mismo factor (Fig. 7.13.B).

La dispersión que presentan las muestras de la surgencia de Arroyo del Agua según el factor 1 es notablemente mayor que la de las correspondientes al manantial de Fuente Grande (Fig. 7.13.B). Ello está condicionado por la mayor variación en los contenidos de Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}, SO_4^{2-} y NO_3^-. Así, las muestras del manantial de Fuente Grande presentan valores más elevados en Ca^{2+} y HCO_3^- y menores en SO_4^{2-} y Mg^{2+}, mientras que las muestras de Arroyo del Agua muestran una mayor influencia de estos dos últimos.

Las muestras de agua de ambos manantiales que coinciden en la parte positiva del factor 1 y negativa del factor 2 (Fig. 7.13.B) corresponden a las tomadas en condiciones hidrológicas de aguas altas. Por tanto, las aguas de dichas surgencias, que generalmente presentan características hidroquímicas similares, suelen ser más parecidas aún durante los periodos de recarga.

7.4.2. Evolución temporal de la composición química y temperatura del agua

La evolución temporal de los parámetros hidroquímicos medidos en las aguas de las surgencias de Arroyo del Agua y Fuente Grande se muestran en las figuras 7.14 y 7.15, junto con el caudal, la temperatura y la conductividad eléctrica. Además, se representa el registro de precipitaciones de la estación meteorológica de Jarastepar (véase situación en Fig. 3.4), ya que dispone del registro más completo del área de estudio. Parte de estos resultados han sido comentados y discutidos en De la Torre *et al.* (2015).

Las aguas drenadas por estos manantiales presentan una evolución química muy similar durante el periodo de estudio (Fig. 7.14 y 7.15). Un análisis global permite constatar que la conductividad eléctrica muestra valores más elevados en épocas de recarga, coincidiendo con los aumentos de caudal, y más bajos en los meses de estiaje. Las variaciones han llegado a ser de alrededor de 90 µS/cm según

los datos del registro continuo en la surgencia de Fuente Grande y de las medidas puntuales del manantial de Arroyo del Agua (Tab. 4.6; Fig. 7.14; Fig. 7.15). Generalmente, los ascensos de conductividad eléctrica tienen lugar de forma rápida (más en Fuente Grande), mientras que los descensos se producen de manera gradual. Esto se observa mejor en el registro que se ha llevado a cabo en la surgencia de Fuente Grande debido a la mayor densidad de datos del registro continuo (Fig. 7.15).

Las variaciones en los valores de conductividad eléctrica van asociadas, mayoritariamente, a cambios en las concentraciones de los componentes característicos de la disolución de los materiales carbonáticos que constituyen el acuífero (HCO_3^- y Ca^{2+}). Estos muestran valores mayores durante los periodos de aguas altas (Fig. 7.14; Fig. 7.15). Por su parte, los contenidos en Mg^{2+} y SO_4^{2-} son más elevados en épocas de aguas bajas en ambas surgencias, sobre todo al inicio del año hidrológico, y descienden durante las crecidas. Sin embargo, en el manantial de Fuente Grande se registró un aumento puntual de los valores de SO_4^{2-} durante el evento de recarga que tuvo lugar en los meses de febrero y marzo de 2017.

Por lo que respecta a los contenidos en NO_3^- y COT, ambos trazadores naturales de la infiltración suelen ser mayores en las crecidas, sobre todo en las de principios de año hidrológico (especialmente en la surgencia de Arroyo del Agua), cuando tienen lugar los primeros eventos de recarga, y disminuyen conforme los manantiales pasan a condiciones de aguas bajas. Las concentraciones máximas de NO_3^- analizadas (Fig. 7.14; Fig. 7.15) han sido de 18,7 mg/l, en la surgencia de Arroyo del Agua (octubre de 2015), y 10,9 mg/l en Fuente Grande (octubre de 2015). Los valores máximos de COT registrados han sido de 0,96 mg/l en Arroyo del Agua (octubre de 2015) y 0,97 mg/l en Fuente Grande (febrero de 2014). En las sucesivas recargas que tuvieron lugar en invierno y primavera las concentraciones de NO_3^- y COT también aumentaron, pero no llegaron a alcanzar los valores de la primera crecida tras el estiaje. Cabe destacar valores de COT de hasta 0,79 mg/l en las aguas de la surgencia de Fuente Grande a comienzos del estiaje de 2015 (mayo de 2015), probablemente como respuesta a la lluvia que tuvo lugar a final de abril de 2015 (Fig. 7.15).

Los valores medios de $\log P_{CO2}$ en las aguas (Tab. 4.10) varían entre -2,0 (Arroyo el Agua) y -1,9 (Fuente Grande), superiores al de la presión parcial de este gas en la atmósfera (-3,5). En el manantial de Fuente Grande se observa que el $\log P_{CO2}$ aumenta en unas ocasiones y disminuye en otras como consecuencia de la infiltración de las aguas de recarga a través del suelo (Fig. 7.15). Sin embargo, en

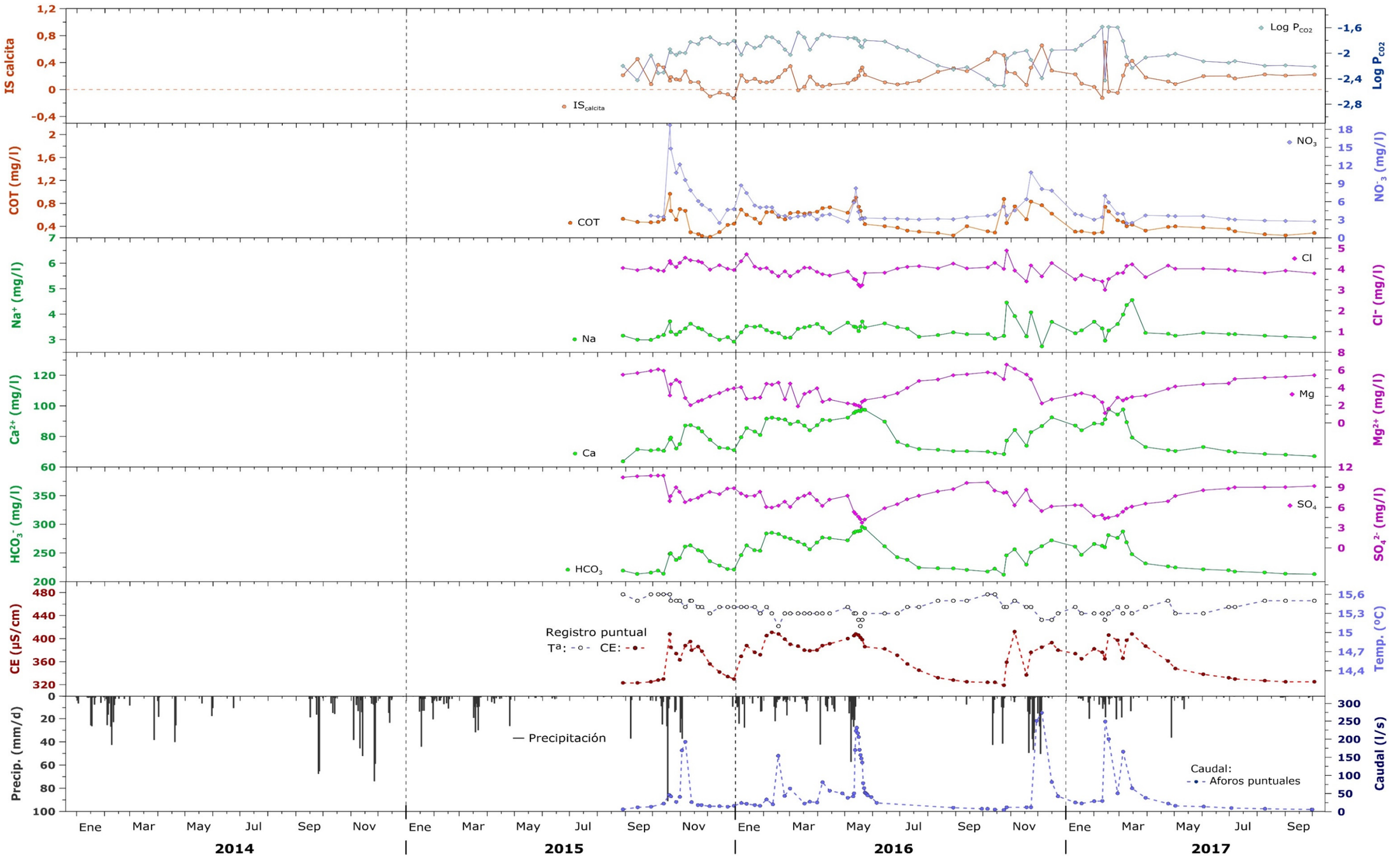


Figura 7.14. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial Arroyo del Agua [M-10]

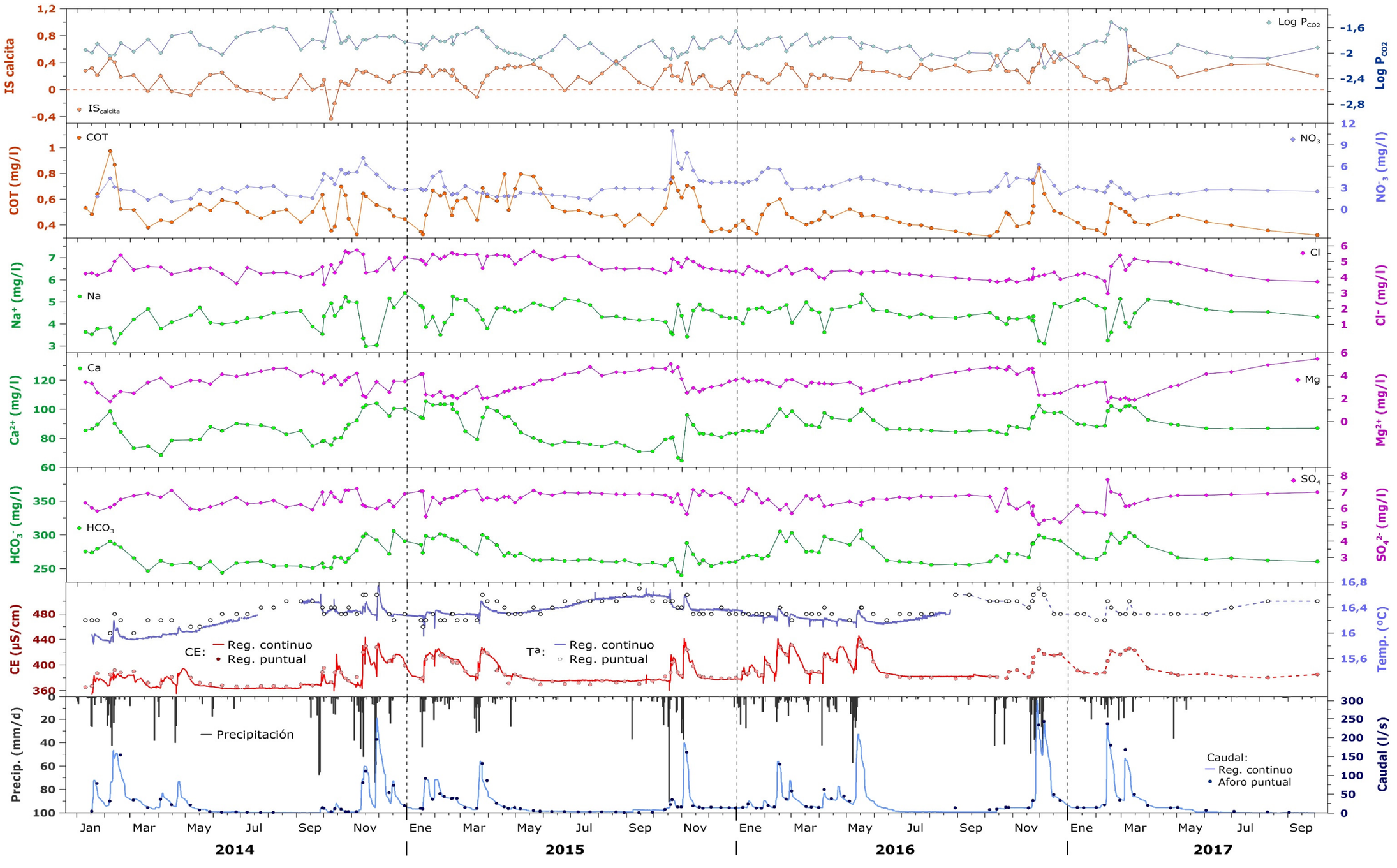


Figura 7.15. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial Fuente Grande [M-14]

el caso de la surgencia de Arroyo del Agua (Fig. 7.14), generalmente se registran descensos del $\log P_{CO2}$ coincidiendo con los picos de caudal. Esto puede ser consecuencia de la rápida infiltración del agua de lluvia con valores de $\log P_{CO2}$ más próximos a los atmosféricos o a los del suelo.

Las aguas de las surgencias permanecen en equilibrio o ligeramente saturadas con respecto a la calcita durante la mayor parte del tiempo (Fig. 7.14; Fig. 7.15). No obstante, durante algunas crecidas de gran magnitud (noviembre de 2016, febrero de 2017 o marzo de 2017) se registraron los mayores valores de saturación, de hasta 0,7. Las aguas drenadas por los manantiales se han enriquecido en CO_2 (en el suelo y epikarst del acuífero) y presentan carácter agresivo, lo que favorece la disolución de carbonatos (aumentan los contenidos en HCO_3^- y Ca^{2+}) y alcanzan condiciones próximas al equilibrio en el momento de la salida por las surgencias.

Respecto a la temperatura del agua, se ha medido periódicamente en las dos surgencias y se dispone de una serie de registro horario de los valores de dicho parámetro en Fuente Grande (desde enero de 2014 a agosto de 2016). Los valores medios de temperatura de las aguas (Tab. 4.5) varían entre 15,3 ºC en el manantial de Arroyo del Agua y 16,3 ºC en el de Fuente Grande (registro continuo). Los coeficientes de variación son bajos en ambas surgencias; el mayor corresponde al registro continuo de la surgencia de Fuente Grande (1,1 %). La temperatura media del agua de estos manantiales es mayor que la de las surgencias situadas en el mismo dominio geológico (Zona Externa) en la sierra de Jarastepar (véase apartado 4.5). Esto podría deberse a la menor cota de surgencia, o podría estar relacionado con el semiconfinamiento que le proporcionan las margas y margocalizas cretácicas en buena parte del acuífero.

La evolución general de la temperatura del agua de ambos manantiales es similar: se registran valores más bajos en época de recarga que van aumentando conforme se produce el agotamiento (Fig. 7.14; Fig. 7.15). Ahora bien, en las aguas de Fuente Grande, los eventos de lluvia que producen recarga dan lugar a rápidos aumentos de temperatura seguidos de descensos más lentos (Fig. 7.15). En cambio, en las aguas del manantial de Arroyo del Agua se registra una llegada de aguas más frías coincidiendo con los picos de caudal (Fig. 7.14). Estas variaciones dependen de la situación hidrodinámica en la que se encuentre el acuífero y de la magnitud e intensidad de las precipitaciones que las provocan. Así, la mayoría de las precipitaciones que tienen lugar a comienzos del año hidrológico apenas generaron cambios en el caudal de los manantiales y sí en la respuesta hidrotérmica e

hidroquímica (Fig. 7.14; Fig. 7.15). No obtante, también podrían estar relacionadas con la cota de surgencia (más baja en el caso de Fuente Grande).

Del análisis de las respuestas naturales de los manantiales de Arroyo del Agua y Fuente Grande se deduce la importancia relativa de la zona no saturada en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero. Cada crecida lleva asociado un ascenso de la mineralización del agua, debido a que aumentan los contenidos en HCO_3^- y Ca^{2+}, y disminuyen los de SO_4^{2-} y Mg^{2+}, este último indicador del tiempo de residencia del agua en el acuífero (Batiot *et al.*, 2003a), principalmente en la zona saturada. Además, estas variaciones van acompañadas normalmente de aumentos en las concentraciones de COT y NO_3^-. Esto pone de manifiesto la llegada a los manantiales de agua previamente almacenada en el suelo, epikarst y en las fracturas y conductos de la zona no saturada que ha estado disolviendo carbonatos durante los periodos sin precipitaciones y que, más tarde, en condicciones de aguas altas, es empujada por el agua recien infiltrada. No obstante, en el caso de la surgencia de Fuente Grande, los flujos procedentes de la zona no saturada deben recorrer drenes relativamente profundos de la zona saturada, lo que explicaría el incremento de temperatura durante los eventos de recarga significativos. Dichos conductos, con escasa transmisividad en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas, se vuelven activos por el aumento brusco de la carga hidraulica, lo que facilita el tránsito del agua de reciente infiltración. A su vez, estos flujos rápidos deben ocurrir a una profundidad que permita el calentamiento del agua antes de que esta sea drenada por el manantial. Un comportamiento similar ha sido inferido en la surgencia del río Genal, en la Sierra de las Nieves (Liñán, 2003).

7.5. Composición isotópica

7.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

Se han determinado los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y de exceso en deuterio (d) de las aguas de los manantiales de Fuente Grande [M-14] y Arroyo del Agua [M-10] durante el periodo de investigación (Tab. 4.11). Los valores medios de las muestras recogidas en Fuente Grande son de -5,9 ‰ ($\delta^{18}O$), -33,9 ‰ ($\delta^{2}H$) y 13,4 ‰ (d), mientras que en Arroyo del Agua son -6,2 ‰ ($\delta^{18}O$), -36,5 ‰ ($\delta^{2}H$) y 13,0 ‰ (d).

Los datos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas correspondientes al acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio se representan en la figura 7.16, junto con las líneas meteóricas local (LMLocal), elaborada a partir de las muestras de agua

de lluvia recogidas en el área de estudio (véase apartado 3.2.5.2), mundial (LMM), definida por Craig (1961), y del Mediterráneo occidental (LMMoccid), (Gat y Carmi, 1970). Se observa cómo la mayor parte de las muestras de agua de ambos manantiales se sitúan entre la LMM y la LMMoccidental. Ello revela que las precipitaciones que generan la recarga sobre el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio son predominantemente del Mediterráneo occidental y del Atlántico. El ajuste lineal de todas las muestras de aguas subterráneas del sector occidental constituye la Línea Local de Aguas Subterráneas del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio. Esta presenta una pendiente (6,1) inferior a la LMM (8) y a la LMLocal (7,4), lo que pone de manifiesto la posible existencia de procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación, que pueden tener lugar en las partes más superficiales del acuífero (suelo y epikarst).

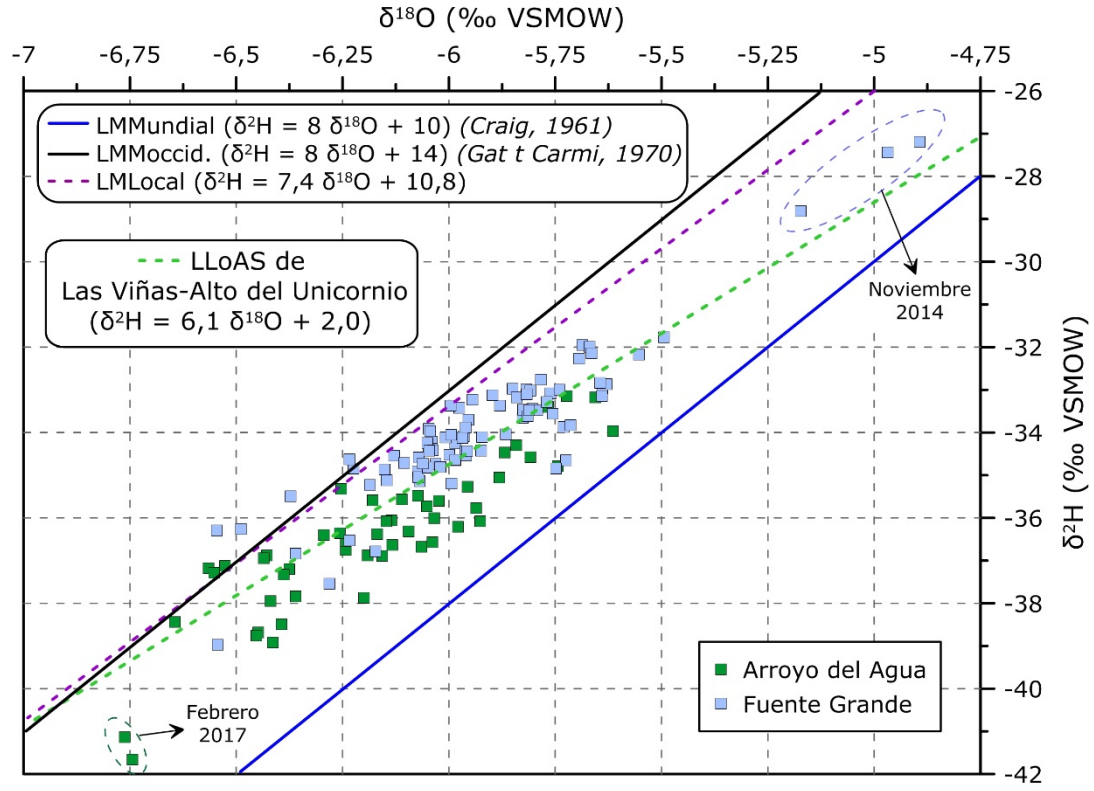


Figura 7.16. Representación de los valores de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y la que se considera como línea local de aguas subterráneas (LLoAS Las Viñas-Alto del Unicornio)

Las muestras de agua de ambos manantiales se representan en una nube de puntos en la que las aguas correspondientes al manantial de Fuente Grande se sitúan, generalmente, por encima de la Línea Local de Aguas Subterráneas (LLoAS), mientras que las de la surgencia de Arroyo del Agua ocupan una posición

inferior (Fig. 7.16). Las muestras tomadas en este último punto, situado en la parte septentrional del macizo, presentan valores más negativos y se sitúan más próximas a la LMM. Sin embargo, los valores de ambos isótopos se enriquecen ligeramente en las aguas de la surgencias de Fuente Grande, localizada en la parte meridional, y quedan más cercanos a la LMMoc. Esto es coherente con la distribución de las precipitaciones en el área de estudio, que aumenta de N a S (efecto cantidad) (véase apartado 3.2.3.3), aunque también podría deberse a que la evaporación en el epikarst fuese mayor en la parte S del acuífero (Alto del Unicornio), que drena la surgencia de Fuente Grande.

Existen 3 muestras del manantial de Fuente Grande que presentan los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ menos negativos. Estas fueron tomadas en noviembre de 2014, tras lluvias cuantiosas que dieron lugar a un pico de caudal de 240 l/s. En el caso de la surgencia de Arroyo del Agua, las muestras con valores más negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ pertenecen también a aguas drenadas tras un considerable evento de recarga (febrero de 2017). Esto indica que las variaciones en la composición isotópica que se registran en dichos manantiales, además de estar influenciadas por la composición isotópica del agua de lluvia (véase apartado 3.2.5.2), dependerán del estado hidrodinámico del acuífero. Así, las primeras lluvias significativas del año hidrológico (como las que tuvieron lugar en noviembre de 2014) son capaces de incorporar al flujo subterráneo las aguas ligeramente evaporadas y menos negativas del suelo-epikarst-zona no saturada. Sin embargo, las precipitaciones que se producen a finales de invierno (por ejemplo, febrero de 2017), frías e isotópicamente ligeras, encuentran una zona no saturada lavada por eventos anteriores, y dan lugar a aguas más negativas en los manantiales.

En la figura 7.17 se muestra la evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas drenadas por las principales surgencias de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio y del agua de lluvia perteneciente al pluviocaptor de El Almendral (véase situación en la Fig. 3.18). Además, se ha representado el caudal de cada surgencia para poder comparar las variaciones del $\delta^{18}O$ con respecto al estado hidrodinámico del acuífero.

Los valores de $\delta^{18}O$ muestran una evolución general estacional, con valores menos negativos durante el periodo de aguas altas y más negativos en el de aguas bajas (Fig. 7.17). En ocasiones, esta evolución se interrumpe en los eventos de recarga significativos, como ocurre en diciembre de 2016 o febrero de 2017. Estas disminuciones de los valores de $\delta^{18}O$ van asociadas a picos de caudal y reflejan la composición isotópica de las precipitaciones que las genera, la cual está afectada

por el efecto cantidad o la variación estacional (véase apartado 3.2.5). No obstante, durante las crecidas de principios de año hidrológico 2014/2015, se registraron los valores de $\delta^{18}O$ menos negativos en las aguas del manantial de Fuente Grande (Fig. 7.17). Esto podría ser consecuencia de la mezcla con aguas evaporadas, con una composición ligeramente más enriquecida, que existen en el epikarst tras los meses cálidos.

Las aguas de ambos manantiales, Arroyo del Agua y Fuente Grande, presentan variaciones moderadas (no muy rápidas, de 2 a 3 días) tras los eventos de recarga significativos. La transición hacia valores más negativos durante el periodo de agotamiento de produce de manera progresiva, sin descensos bruscos (Fig. 7.17).

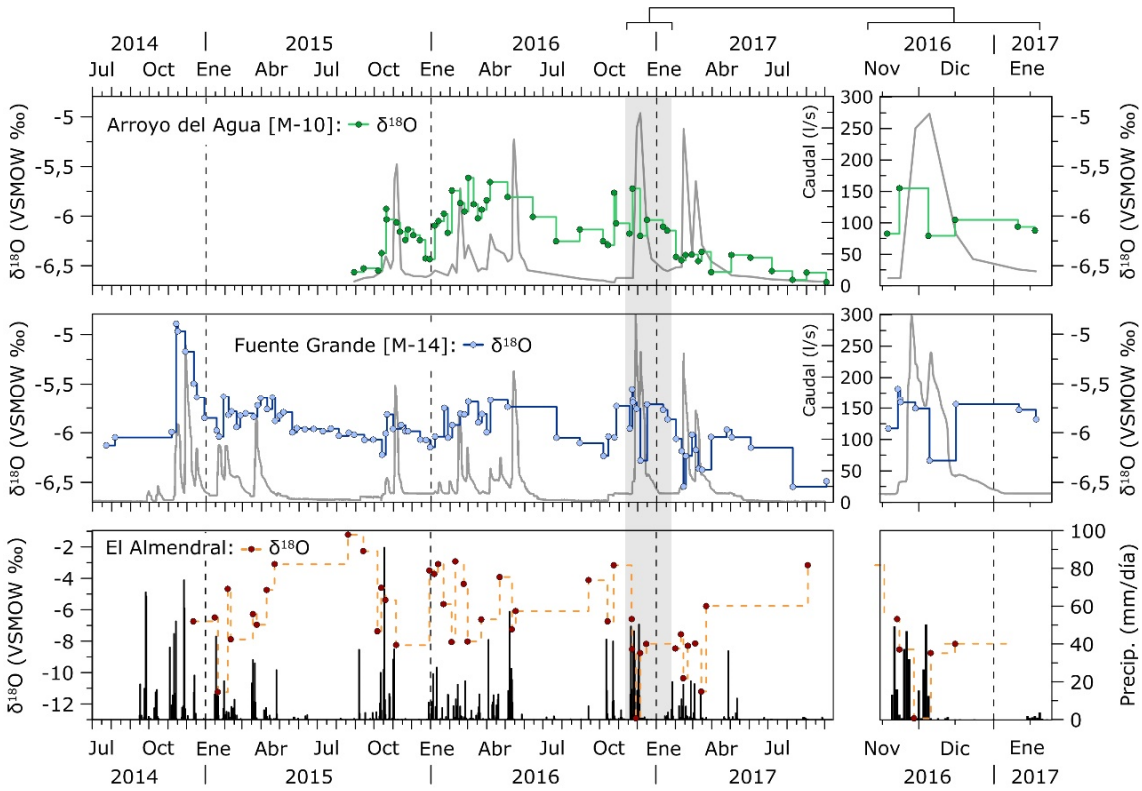


Figura 7.17. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. También se representa los valores de $\delta^{18}O$ correspondientes a las muestras de agua de lluvia recogidas en el pluviocaptor El Almendral (véase apartado 3.2.5) y el hidrograma de cada uno de los manantiales

7.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

El rango de valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en las aguas de los principales manantiales que drenan las sierras de las Viñas-Alto del Unicornio (Tab. 4.12; Fig. 7.18) está

comprendido entre -10,8 ‰ (Fuente Grande, M-14) y -15,4 ‰ (Arroyo del Agua, M-10), con valores medios de -12,7 ‰ en ambas surgencias. La señal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua del suelo suele estar en torno a -22 ‰ (Drever, 1997; Clark and Fritz, 1997), mientras que en el área de estudio (como se verá en capítulos posteriores) es aproximadamente -18 ‰. Por tanto, los valores isotópicos de las aguas que drenan los manantiales se encuentran enriquecidas en $\delta^{13}C_{TDIC}$. Esto implicaría una mezcla de aguas de reciente infiltración con otras más próximas al equilibrio con la roca, es decir, con flujos con mayor tiempo de residencia en el acuífero (Emblanch, 1997; Bicalho, 2010).

En la figura 7.18 se representan las evoluciones temporales de los valores de $\delta^{13}C$ en las aguas de los manantiales de Arroyo del Agua y Fuente Grande. De forma general se observa que los valores de $\delta^{13}C$ son menores durante los periodos de recarga y ascienden progresivamente durante el agotamiento.

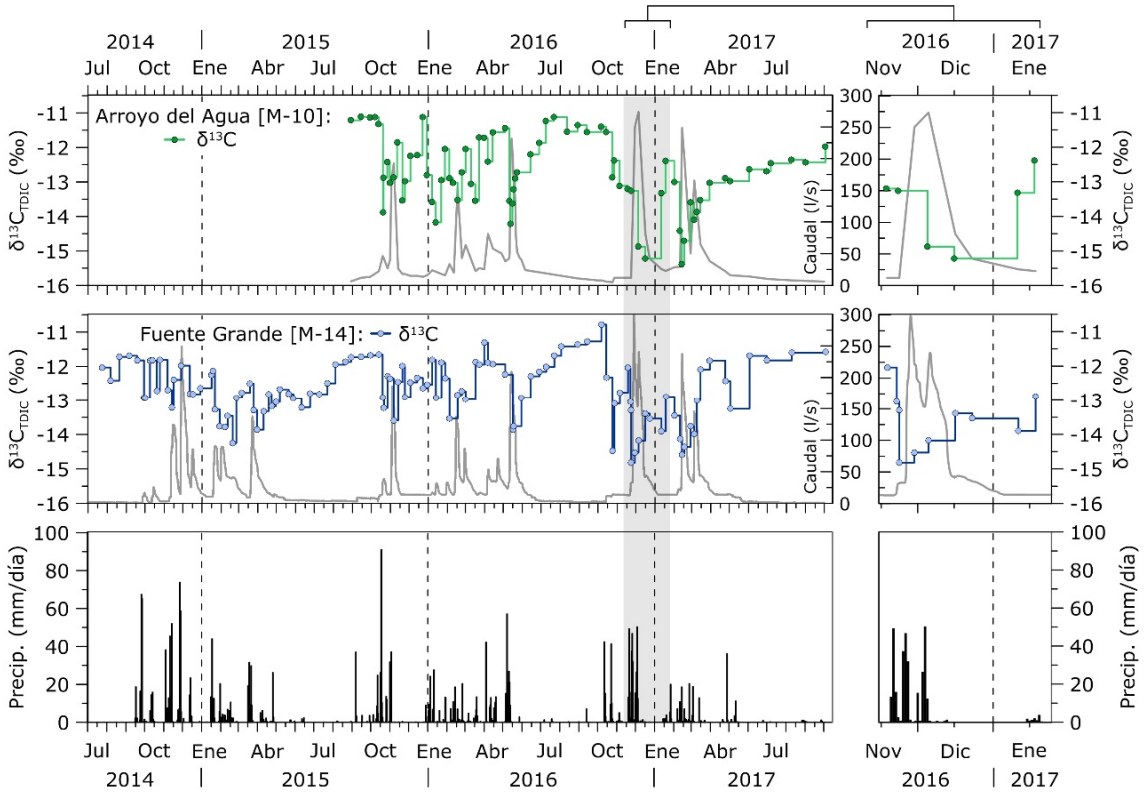


Figura 7.18. Evolución temporal de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en la estación meteorológica Jarastepar y el hidrograma de cada uno de los manantiales

En el caso de las aguas correspondientes a Fuente Grande, los mayores valores registrados tuvieron lugar a finales de los periodos de estiaje y tras eventos

de recarga puntuales pero intensos (por ejemplo, en abril y octubre de 2016, con precipitaciones de 42 mm en un día), mientras que los más bajos tuvieron lugar durante e inmediatamente después de producirse los picos de caudal. Esto pone de manifiesto que las aguas drenadas por el manantial durante el agotamiento tienen mayor tiempo de residencia en el acuífero (drenaje de la zona saturada) y durante los eventos de recarga se pueden registrar flujos de "efecto pistón", que son corroborados con los aumentos de CE y temperatura que tienen lugar en los mismos (Fig. 7.14; Fig. 7.15). Cabe destacar que durante los periodos de precipitaciones significativas las variaciones de $\delta^{13}C$ generan una evolución en forma de dientes de sierra (Fig. 7.18), lo que demuestra que existen flujos más o menos rápidos como respuesta a cada pulsación de recarga.

7.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio

Las rápidas variaciones de caudal, CE, temperatura y de la mayor parte de los parámetros hidroquímicos que presentan las surgencias de Arroyo del Agua y Fuente Grande, como respuestas a los eventos de recarga, ponen de manifiesto un buen desarrollo de la karstificación funcional que existe en el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio. Esto es coherente con los aumentos de las concentraciones de los trazadores naturales de la infiltración (COT y NO_3^-), y con la señal de $\delta^{13}C$, que indican la contribución preferente de aguas de reciente infiltración en el funcionamiento del acuífero.

Las aguas drenadas por los manantiales principales presentan facies hidroquímicas exclusivamente de tipo bicarbonatada cálcica, propias del drenaje de acuíferos carbonáticos. La conductividad eléctrica de las aguas suele ser generalmente mayor en los meses en los que se produce la recarga y menor durante el estiaje, al contrario de lo que ocurre con la temperatura. Sin embargo, en la surgencia de Fuente Grande, mineralización y temperatura muestran aumentos puntuales durante los eventos de recarga, a la vez que se producen los picos de caudal. Este comportamiento apunta a la existencia de una red de conductos kársticos situados a cierta profundidad, funcionales en condiciones de recarga, de manera que el agua procedente de la zona no saturada y que circula por ellos incrementa su temperatura antes de salir por el manantial.

Los valores isotópicos de las aguas de los manantiales muestran ligeros procesos de fraccionamiento como consecuencia de la evaporación que pueda tener lugar en las partes más superficiales del acuífero. Esto permite constatar la importancia del conjunto suelo-epikarst en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

8. ACUÍFERO DE LA SIERRA DE JARASTEPAR

8.1. Límites y geometría

La sierra de Jarastepar ocupa una superficie total de 56 km^2 (Fig. 8.1). De estos, 31 km^2 corresponden a afloramientos permeables de calizas y dolomías jurásicas, 7 km^2 a materiales carbonáticos triásicos y, el resto, 18 km^2 a materiales de baja permeabilidad (margas y margocalizas cretácicas, y arcillas del Flysch).

El acuífero se encuentra limitado, al NO y NE, por el contacto estratigráfico concordante y parcialmente tectonizado entre los materiales triásicos poco permeables (arcillas, dolomías y areniscas) que constituyen la Formación Capas de Lifa y las dolomías jurásicas de la Formación Jarastepar; al SE, por el accidente tectónico de primer orden que pone en contacto, mediante cabalgamiento, las rocas de los complejos Alpujárride y Maláguide sobre las Unidades Frontales y, a su vez, estas últimas sobre los materiales del Penibético, con las arcillas del Flysch imbricadas entre ellos. Esta disposición estructural implica que las formaciones acuíferas, tanto las dolomías y calizas jurásicas del Penibético como los carbonatos triásicos de las Unidades Frontales suprayacentes, puedan tener continuidad (al menos localmente) bajo los materiales poco permeables de los complejos Alpujárride y Maláguide (véanse cortes geológicos 4-4´, 5-5´, 6-6´ y 7-7´ adjuntos a esta memoria). En el borde E afloran las Unidades Frontales, cuya relación hidrogeológica con los materiales acuíferos de la sierra de Jarastepar ha sido confirmada a partir de los datos aportados por los ensayos de trazadores (véase capítulo 5). La superficie del cabalgamiento se encuentra relativamente horizontal en el extremo E (véase corte geológico 8-8´) y tiende a verticalizarse a medida que avanza hacia el SO (cortes geológicos 6-6´, 5-5´y 4-4´). De esta manera, la disposición geométrica de las diferentes unidades en dicho contexto estructural da lugar a una elevada complejidad, tanto geológica como hidrogeológica, que será objeto de discusión en el presente capítulo.

La geometría general del acuífero corresponde, a grandes rasgos, al flanco SE de un pliegue anticlinal de dirección NE-SO con vergencia hacia el NO (véase corte geológico 7-7´), sobre el que cabalga los materiales de la Zona Interna. Dicha estructura está afectada por fallas normales de dirección N-S a NE-SO y otras transversales que han desplazado verticalmente los bloques.

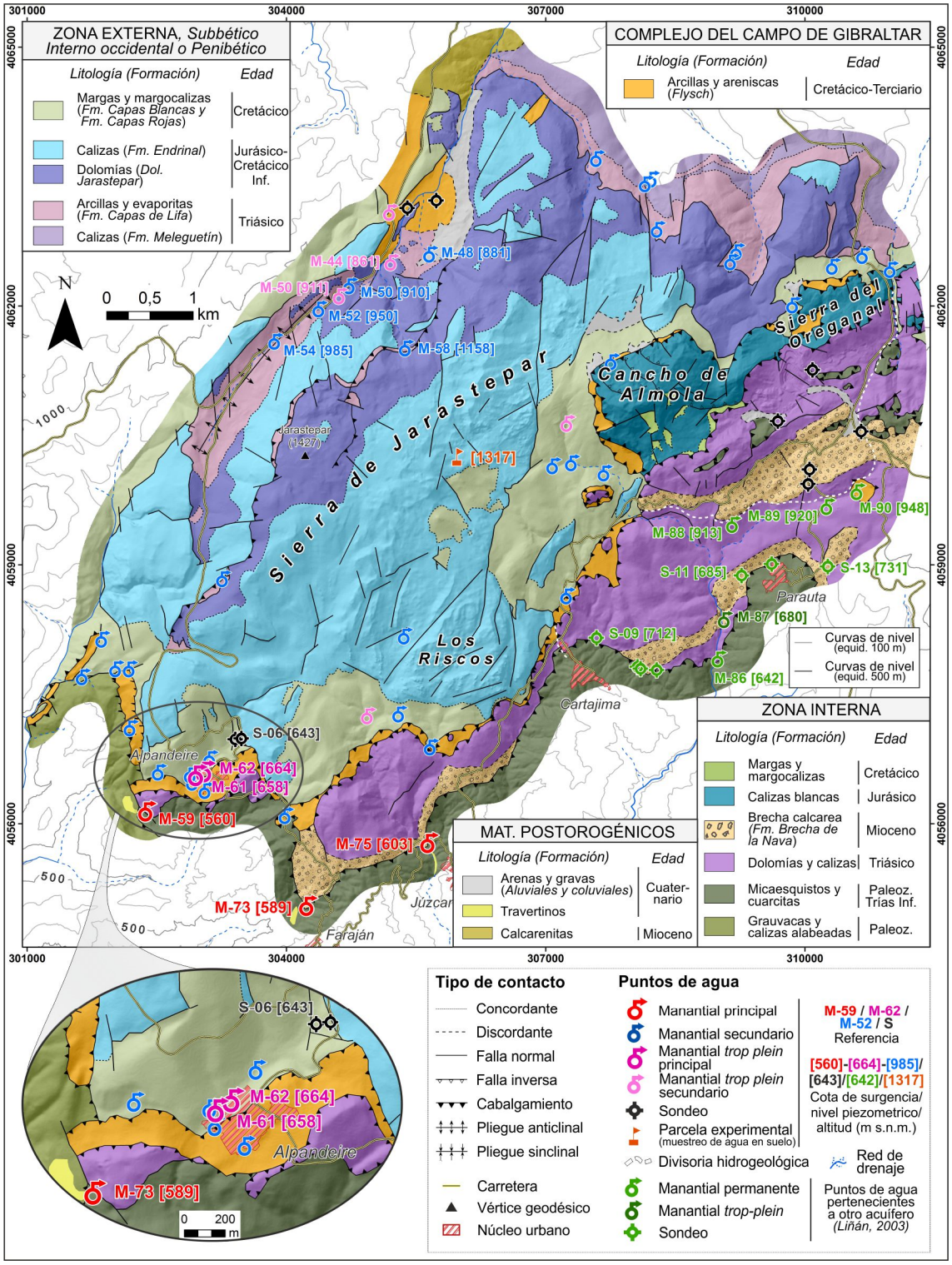


Figura 8.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar

El Cancho de Almola es una escama tectónica pinzada en el frente de cabalgamiento de la Zona Interna sobre la Zona Externa, que presenta un ligero buzamiento hacia el S. Como se ha demostrado con los ensayos de trazadores

realizados, existe conexión hidrogeológica entre las calizas blancas triásicas que constituyen este relieve y las calizas y dolomías jurásicas del Penibético. Esto debe ser consecuencia de la disposición, jalonada en virutas tectónicas, de los materiales de baja permeabilidad que existen en la zona (margas y margocalizas cretácicas, junto con arcillas y areniscas del Flysch), así como de las fallas normales que han modificado la disposición estructural previa (véanse cortes geológicos 4-4´, 5-5´, 6-6´, 7-7´ y 8-8´ adjuntos). De hecho, las formaciones permeables de la Unidad de Enamorados y el Penibético aparecen muy próximas entre sí en cartografía (Fig. 8.1).

8.2. Puntos de agua (manantiales)

La información de los puntos de agua correspondientes al acuífero de la sierra de Jarastepar se incluye en la tabla 4.2 (véase apartado 4.3). La descarga de agua subterránea del acuífero se produce de manera natural hacia su borde S, a través de cinco surgencias principales (Tab. 4.2; Fig. 8.1).

Las surgencias permanentes se localizan en la Zona Interna, en el contacto entre los materiales carbonáticos de la Unidad de Nieves y los metamórficos de baja permeabilidad de los complejos Alpujárride y Maláguide (Fig. 8.1; Fig. 8.2): Huertos (M-59, 560 m s.n.m.), Charco (M-73, 589 m s.n.m.) y La Zúa (M-75, 603 m s.n.m.). Por otra parte, los manantiales de tipo *trop-plein* se sitúan justo en el contacto con las arcillas del Flysch de la Zona Externa, en el borde de los afloramientos penibéticos: *TP* Alfaguara (M-61, 658 m s.n.m.) y Pozancón (M-62, 643 m s.n.m.). A este último se le denomina *TP* Pozancón (M-62, 664 m s.n.m.) cuando es surgente (véase apartado 4.3.1; Fig. 8.3).

En la parte NO del acuífero existe un conjunto de manantiales secundarios (Fig. 8.1; Fig. 8.4), algunos de ellos de tipo *trop-plein*, que constituyen la descarga de la ladera septentrional de la sierra de Jarastepar. Esta zona podría tener independencia hidrogeológica, localmente, como consecuencia de la presencia de materiales triásicos de baja permeabilidad que se encuentran imbricados en la base de los cabalgamientos existentes en la parte alta de la sierra (véanse cortes geológicos 2-2´y 7-7´ adjuntos a esta memoria).



Figura 8.2. Puntos de descarga del acuífero de la sierra de Jarastepar ubicados en la Zona Interna. (A) Situación del manantial de Huertos y detalle de la surgencia (septiembre de 2015). (B) Manantial de Charco (agosto de 2016). (C) y (D) Surgencia de La Zúa (agosto -C- y febrero -D- de 2015)

8.3. Hidrodinámica

Se dispone de datos históricos de caudal que corresponden a registros puntuales de los manantiales localizados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) (Fig. 8.2). Las series de datos abarcan desde febrero del 1975 hasta mayo del 2001 (véase apartado 4.4; Tab. 4.4) y fueron medidas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). El registro es discontinuo, con numerosos años en los que solo se realizaron 1 o 2 medidas. Los caudales medios drenados por los manantiales durante este periodo, según los datos del IGME, (Tab. 4.4) fueron de 20 l/s (Huertos) 16 l/s (Charco) y 180 l/s (La Zúa).

La caracterización de las repuestas hidrodinámicas del acuífero de la sierra de Jarastepar en el marco de la presente Tesis Doctoral se ha llevado a cabo a partir de los datos puntuales de caudal medidos en los principales manantiales, así como de los registros continuos de altura de lámina de agua (Tab. 8.1).



Figura 8.3. (A) Área de descarga de los manantiales situados en la Zona Externa. (B) Manantial de Pozancón (condiciones hidrodinámicas intermedias, marzo de 2017). (C) Interior de la sima donde surge el manantial de Pozancón (condiciones hidrodinámicas bajas, junio de 2016). (D) Surgencia *trop-plein* Alfaguara tras un evento de recarga significativo (28 de noviembre de 2016), (E) y tras el cesar el drenaje (2 de diciembre de 2016) (condiciones hidrodinámicas bajas)

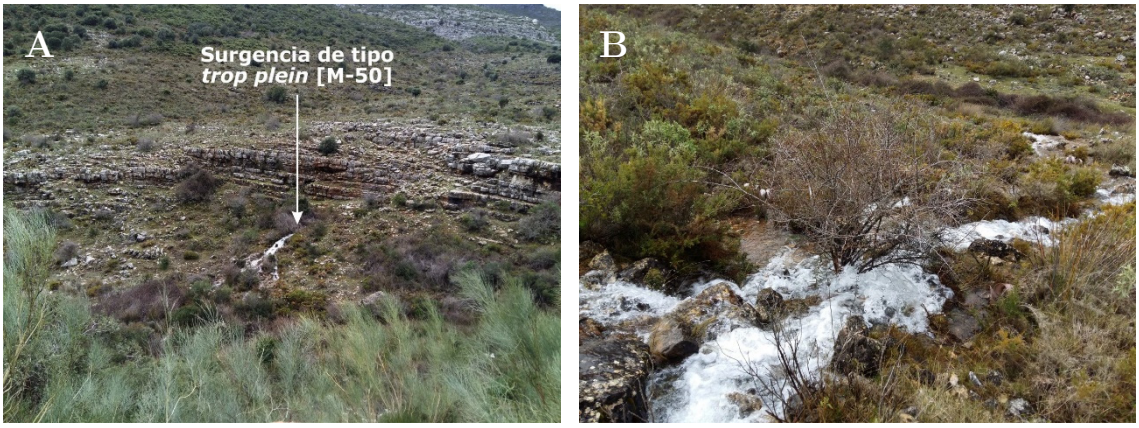


Figura 8.4. Manantiales de tipo *trop-plein* que surgen en la ladera NW de la sierra de Jarastepar tras eventos de recarga significativos. (A) Surgencia *TP* La Arena [M-50] y (B) *TP* La Puentezuela I (M-44), diciembre de 2016

	Punto	Ref.	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	$Q_{máx}$	$Q_{mín}$	Q_{med}	Rango	cv
						(l/s)				(%)
Zona Externa	***TP* Pozancón y *TP* Alfaguara**	M-62 y M-61	puntual	may-14 a sep-15	1	-	-	3250	-	-
			puntual	2015/2016	9	2840	415	1593	2425	54
			puntual	2016/2017	14	3320	15	1495	3305	643
			puntual	oct-17 a oct-18[1]	4	21000	7850	13352	13150	400
			continuo	may-14 a sep-15	12432	21433	0,1	2476	21433	1111
			continuo	2015/2016	8784	9862	0,1	1811	9862	806
			continuo	2016/2017	8760	10533	0,1	2340	10533	681
	Valores medios			***may-14 a sep-17***	**30005**	**21433**	**0,1**	**2209**	**21433**	**909**
Zona Interna	**Huertos**	M-59	puntual	ene-14 a sep-15	58	33	18	25	15	15
				2015/2016	45	32	18	26	13	13
				2016/2017	41	32	17	24	14	18
	Valores medios			***ene-14 a sep-17***	**144**	**33**	**17**	**25**	**16**	**16**
	Charco	M-73	puntual	ene-14 a sep-15	57	28	17	21	11	14
				2015/2016	51	30	17	24	13	15
				2016/2017	47	29	17	24	12	15
	Valores medios			***ene-14 a sep-17***	**155**	**30**	**17**	**23**	**13**	**16**
	La Zúa	M-75	puntual	ene-14 a sep-15	57	324	146	215	178	21
			puntual	2015/2016	51	263	149	217	114	13
			puntual	2016/2017	41	265	130	212	135	17
			continuo	oct-14 a sep-15	8760	298	146	207	152	19
			continuo	2015/2016	8784	273	150	208	123	14
			continuo	2016/2017	8760	281	139	195	142	18
	Valores medios			***ene-14 a sep-17***	**26304**	**298**	**139**	**204**	**159**	**17**

Tabla 8.1. Resumen del caudal drenado por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de estudio. [1]Datos correspondientes a aforos realizados fuera de dicho periodo, necesarios para la curva de gastos

En los manantiales de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón [M-61 y M-62], tras la transformación en datos de caudal del registro continuo de altura de lámina de agua (véase apartado 4.4; Fig. 4.5.D) de agua se obtiene un rango de valores comprendido entre 0,1 y 21433 l/s (Tab. 8.1). La descarga media conjunta de dichas surgencias

para el periodo de observación (de mayo de 2014 a septiembre de 2017) fue 2209 l/s si se considera únicamente el registro horario en los momentos en los que fueron surgentes (1016 datos). Respecto a los manantiales ubicados en la Zona Interna, el caudal medio en las surgencias de Huertos y Charco fue similar: 25 y 23 l/s, respectivamente (Tab. 8.1), obtenidos mediante la integración de sus hidrogramas. El rango de variación de los caudales en ambos puntos es reducido, con valores máximos de 33 l/s (Huertos) y 30 l/s (Charco), y mínimos de 17 l/s en ambos casos. La descarga media obtenida a partir del registro continuo procedente del manantial de La Zúa, para el periodo de observación, fue 204 l/s (Tab. 8.1). Se han observado aumentos en los valores de caudal como respuesta a la precipitación, con un máximo registrado por el sensor capacitivo de 298 l/s. Sin embargo, prácticamente la mitad del tiempo, las medidas realizadas se sitúan por debajo de la media, con un mínimo de 139 l/s. Durante los estadios iniciales de esta investigación, cuando la surgencia de La Zúa no contaba aún con *data logger*, se realizaron aforos con valores de caudal que alcanzaron 324 l/s.

8.3.1. Descripción de los hidrogramas

La figura 8.5 muestra las evoluciones temporales de los datos históricos de caudal facilitados por el IGME. Se observa que los caudales máximos registrados para cada serie no coinciden con los años más húmedos, debido al escaso número de medidas por año.

Durante el periodo de estudio, en los hidrogramas de los principales manantiales ubicados en la Zona Interna, se observa un patrón de evolución general similar con independencia del año hidrológico considerado. Así, los hidrogramas presentan una crecida principal por año hidrológico con dos picos de caudal, que corresponden a las recargas de otoño-invierno y de primavera (Fig. 8.6, 8.7 y 8.8). Las crecidas muestran diferente morfología y magnitud en función de la intensidad, pero principalmente de la cantidad de precipitación. Las variaciones hidrodinámicas como consecuencia de los eventos de precipitación son lentas y amortiguadas (Fig. 8.6, 8.7 y 8.8); se necesitan desde varios días a semanas para registrar el pico máximo de la crecida, dependiendo de la magnitud e intensidad de la precipitación y del estado hidrodinámico en el que ese encuentre el acuífero.

Durante el segundo año (2015/2016), el caudal máximo que se registró en las surgencias de *TP* Alfaguara+*TP* Pozancón fue 9900 l/s, como consecuencia de

un evento de precipitación significativo (91 mm/día) que tuvo lugar en el mes de octubre, mientras que en meses posteriores (entre enero y abril) no existió descarga visible a pesar de registrarse frecuentes lluvias (Fig. 8.7). No obstante, los eventos de recarga provocaron variaciones notables en los niveles piezométricos del sector acuífero situado en los carbonatos de la Zona Externa.

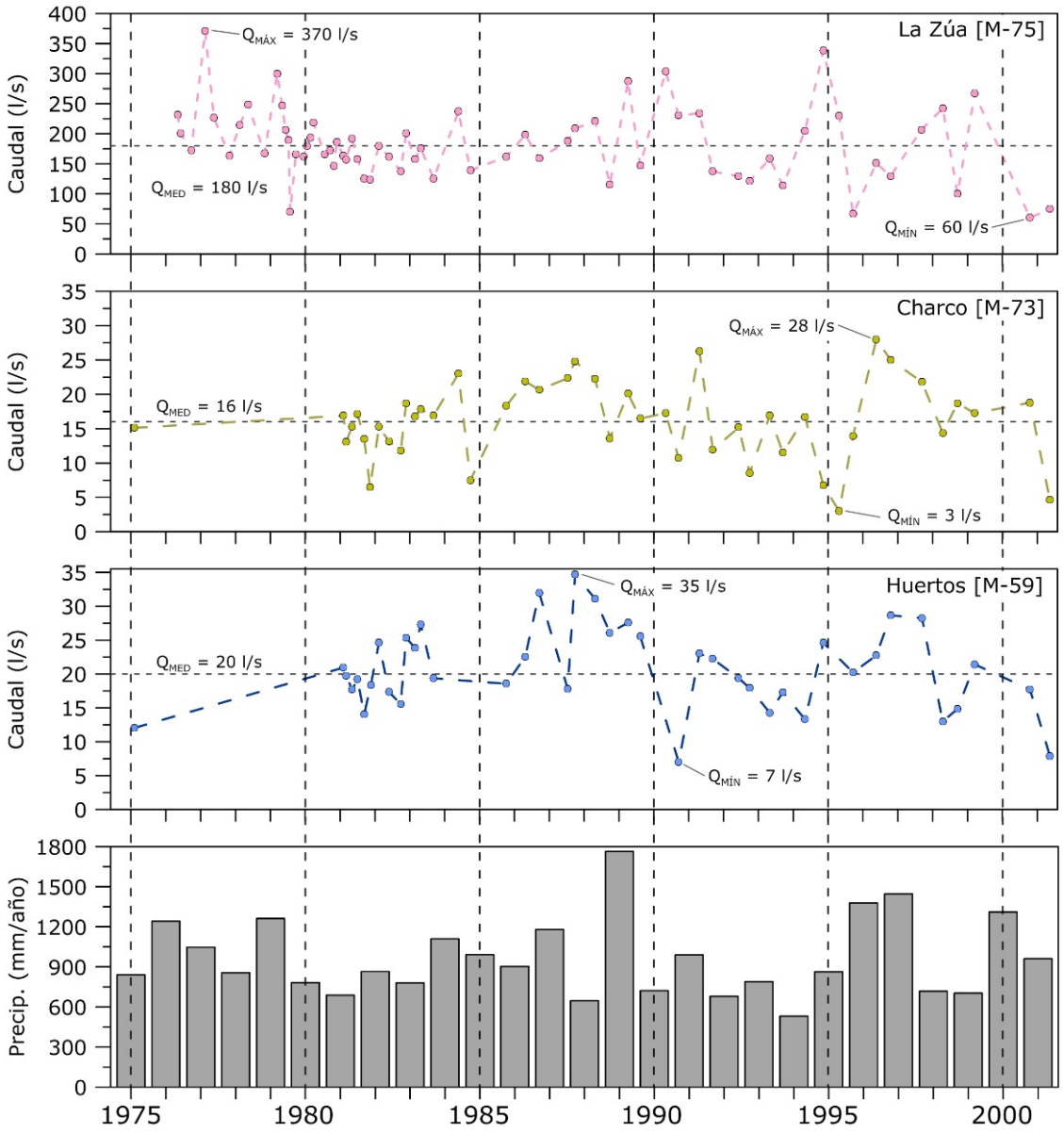


Figura 8.5. Hidrogramas históricos de los manantiales de La Zúa, Charco y Huertos obtenidos a partir de los datos facilitados por el IGME. Precipitaciones registradas en la estación de Alpandeire (véase situación en la figura 3.4)

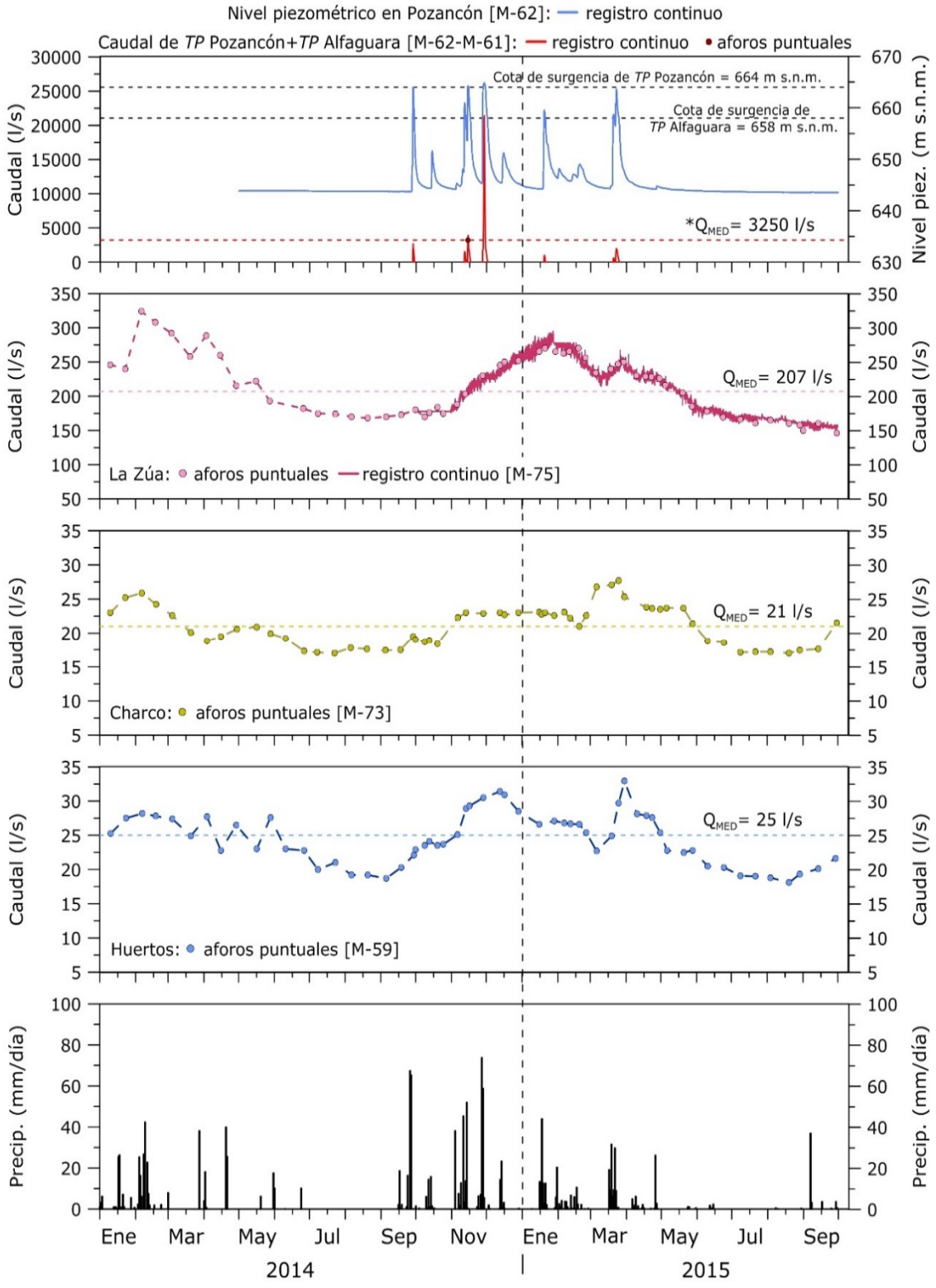


Figura 8.6. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el periodo de enero de 2014 a septiembre de 2015. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara)

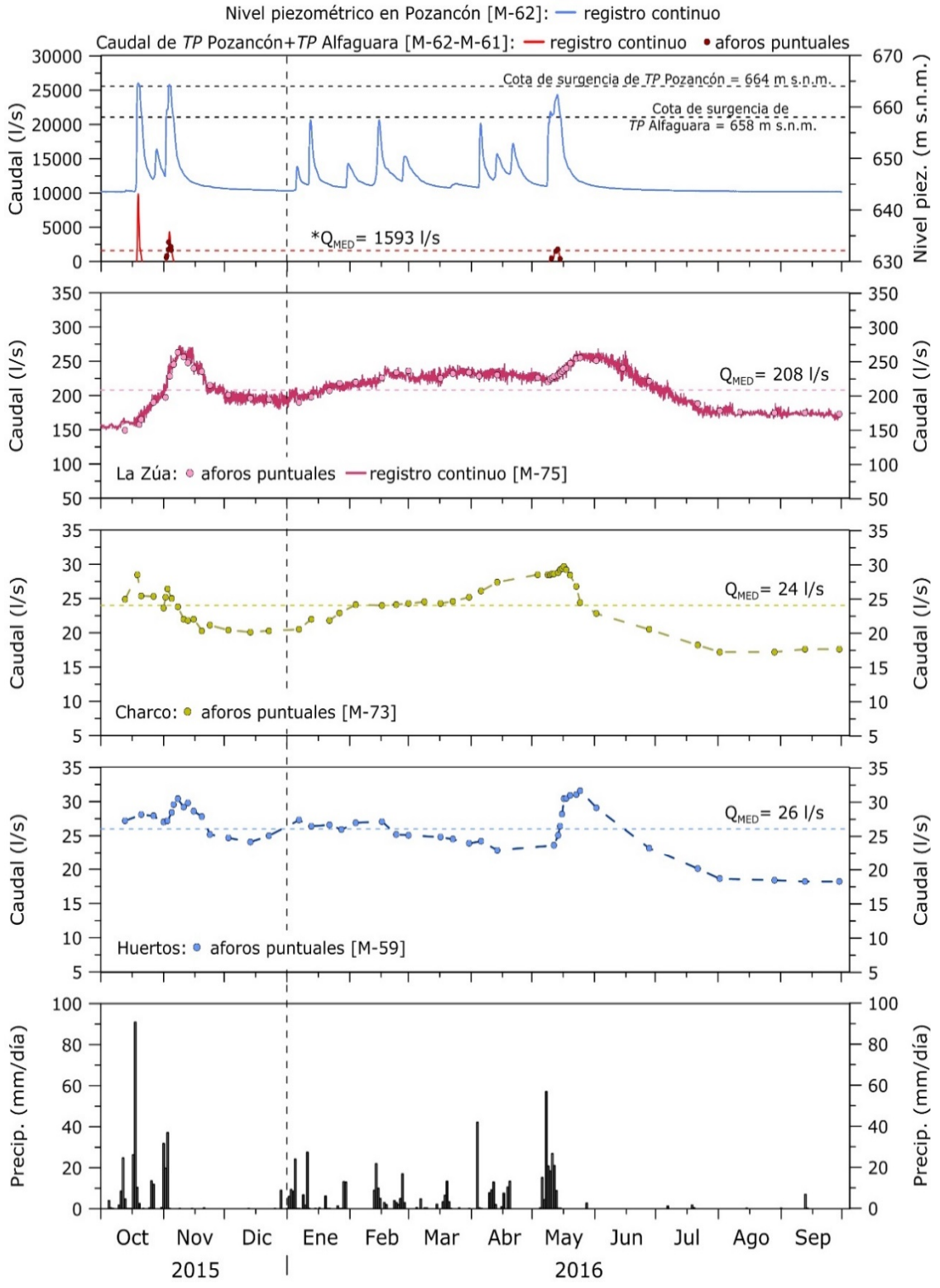


Figura 8.7. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el año hidrológico 2015/2016. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara)

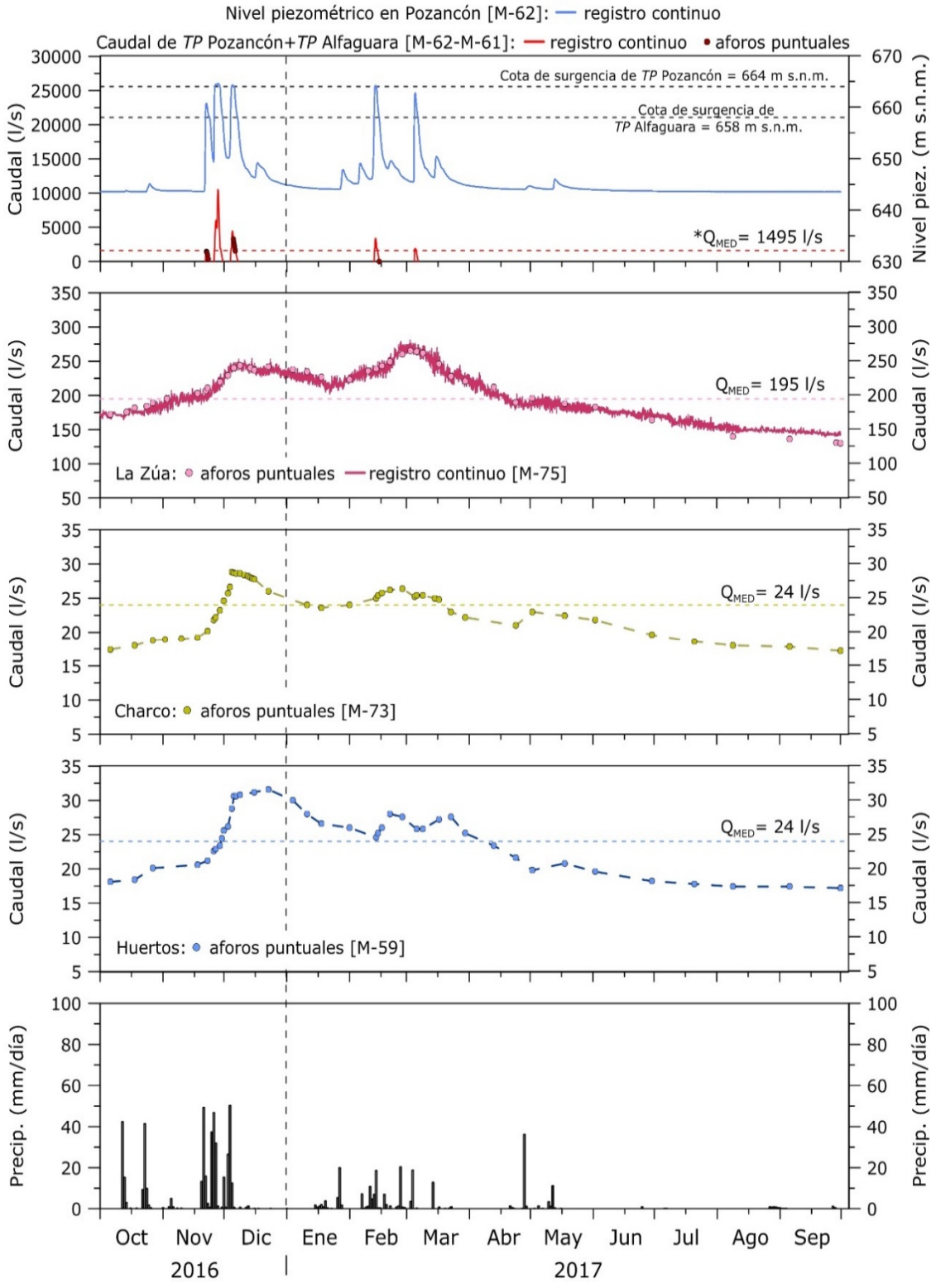


Figura 8.8. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el año hidrológico 2016/2017. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara)

En el último año de registro (2016/2017) se produjo una concatenación de 3 eventos de intensas lluvias entre los meses de noviembre y diciembre (65, 84 y 76 mm en dos días, respectivamente). El caudal máximo se registró a finales de noviembre de 2016, con 10500 l/s de *TP* Alfaguara+*TP* Pozancón (Fig. 8.8). En los meses sucesivos tuvieron lugar precipitaciones que, a pesar de no ser muy intensas, consiguieron la activación de los manantiales *trop-plein* debido a que existía cierta saturación del acuífero como consecuencia de la recarga que se había producido en otoño.

El análisis cualitativo de los hidrogramas de los principales manantiales del acuífero la sierra de Jarastepar permite inferir el funcionamiento hidrodinámico del mismo. Sin embargo, las interpretaciones de los hidrogramas no pueden limitarse a los aspectos clásicos (desarrollo de la red de drenaje kárstico) y se deben tener en cuenta otros aspectos más amplios (como las dimensiones, geometría, contexto geológico y tectónico). La heterogeneidad de materiales de este acuífero condiciona las respuestas hidrodinámicas de los diferentes manantiales. Las surgencias de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón presentan un comportamiento característico de un sistema con buen desarrollo de la red kárstica, mientras que las respuestas de los manantiales localizados en la Zona Interna podrían interpretarse como de sistemas fisurados o con menor desarrollo de la karstificación funcional.

8.3.2. Análisis de las curvas de agotamiento de los principales manantiales por el método de Mangin (1970, 1975) y de las curvas de descenso del nivel piezométrico a partir de la programación en Visual Basic (Posavec *et al.*, 2006)

Se ha realizado un estudio de las distintas curvas de recesión registradas en los manantiales localizados en la Zona Interna a lo largo del periodo de estudio, basado en la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Los resultados obtenidos se recogen en la tabla 8.2 y se representan en las figuras 8.9, 8.10 y 8.11.

Según Mangin (1970, 1975), a partir del estudio del hidrograma se pueden distinguir dos subsistemas dentro de un acuífero kárstico: el subsistema de infiltración, correspondiente al drenaje de la zona no saturada y zona saturada durante la decrecida (infiltración modulada por su transferencia a través de la zona saturada) y el subsistema saturado, correspondiente al drenaje de la zona saturada en régimen no influenciado (agotamiento).

La duración de la decrecida (D_d) y el coeficiente de velocidad de infiltración (η) son relativamente similares en los manantiales de Huertos y La Zúa, con valores medios comprendidos entre 46 y 50 días y 0,022 y 0,021 días^{-1}, respectivamente (Tab. 8.2). En el caso de la surgencia de Charco se obtienen valores medios de duración de la decrecida menores y coeficientes de velocidad de infiltración mayores que los anteriores, 20 días y 0,052 días^{-1}, respectivamente. Este último parámetro nos indica que la transferencia de la señal de infiltración que constituye la recarga hasta las surgencias situadas en la Zona Interna se produciría de forma relativamente lenta.

Punto	Ref.	Año	D_d (días)	η (días^{-1})	ε (días^{-1})	i	Q_i (l/s)	D_{ag} (días)	α (días^{-1})	V_d (hm^3)	V_t (hm^3)	k
Pozancón*	M-62	**2015/2017**	-	-	-	-	-	-	**7,65E-01**	-	-	-
Huertos	M-59	2014	42	0,024	0,004	0,96	21	59	1,97E-03	1,0	0,8	1,27
		2015	58	0,017	0,020	0,93	23	106	2,05E-03	1,1	0,8	1,35
		2016	59	0,017	0,001	0,96	20	88	1,00E-03	1,8	0,8	2,33
		2017	41	0,024	0,001	0,95	20	152	8,59E-04	2,0	0,8	2,59
Valores medios		**2014-2017**	**50**	**0,021**	**0,006**	**0,95**	**21**	**101**	**1,47E-03**	**1,5**	**0,8**	**1,89**
Charco	M-73	2015	22	0,045	0,002	0,97	19	71	1,27E-03	1,3	0,7	1,80
		2016	17	0,059	0,001	0,89	21	88	1,99E-03	0,9	0,7	1,27
Valores medios		**2015-2016**	**20**	**0,052**	**0,002**	**0,93**	**20**	**80**	**1,63E-03**	**1,1**	**0,7**	**1,53**
Zúa	M-75	2014	56	0,018	0,000	0,97	193	85	1,63E-03	11,2	6,4	1,74
		2015	41	0,024	0,002	0,96	181	126	1,29E-03	12,7	6,4	1,98
		2016	38	0,027	0,000	0,95	178	81	4,98E-04	31,2	6,4	4,86
		2017	49	0,020	0,001	0,96	189	163	1,95E-03	9,5	6,4	1,48
Valores medios		**2014-2017**	**46**	**0,022**	**0,001**	**0,96**	**185**	**114**	**1,34E-03**	**16,2**	**6,4**	**2,51**

Tabla 8.2. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) por el método de Mangin (1970, 1975) y de los niveles registrados en la surgencia de Pozancón durante el periodo de estudio (2014-2017) mediante la programación en Visual Basic* (Posavec *et al.*, 2006). Parámetros deducidos: D_d, duración de la decrecida; η, coeficiente de velocidad de infiltración; ε, coeficiente de heterogeneidad; i y k, parámetros de Mangin (1970, 1975), Q_i, caudal al inicio del agotamiento; D_{Ag}, duración del agotamiento; α, coeficiente de agotamiento; V_d, volumen dinámico; V_t, volumen de tránsito

Los valores de los coeficientes de heterogeneidad (ε) deducidos de los hidrogramas de la Zona Interna son generalmente bajos (Tab. 8.2). Esto es coherente con la concavidad de la función *y,* poco o nada marcada (Fig. 8.9.B, D, F y H; Fig. 8.10.B y D; Fig. 8.11.B, D, F y H), lo que vuelve a poner de manifiesto la escasa capacidad de transferir rápidamente la señal de infiltración hacia los manantiales localizados en la Zona Interna. Los valores medios del parámetro i también son muy parecidos en estas surgencias (Tab. 8.2): 0,95 en Huertos, 0,93 en Charco y 0,96 en La Zúa. Igual ocurre con los coeficientes de agotamiento (α)

medios: 1,47 x 10^{-3} días^{-1} en el manantial de Huertos, 1,63 x 10^{-3} días^{-1} en Charco y 1,34 x 10^{-3} días^{-1} en La Zúa. Según Mangin (1970, 1975), estos resultados indicarían que el acuífero drenado por estas surgencias podría ser clasificado como un sistema poco karstificado o de flujo difuso.

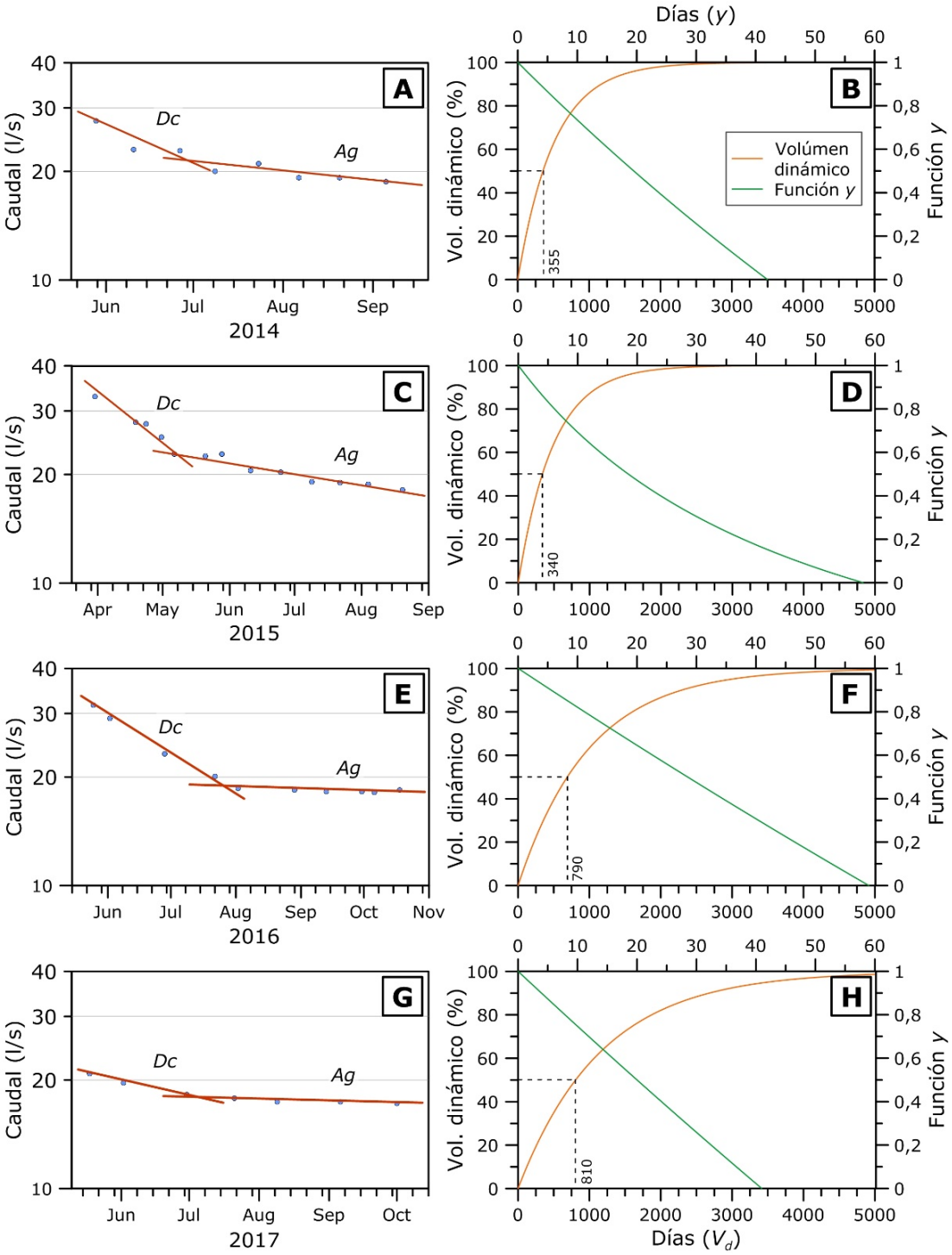


Figura 8.9. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial de Huertos [M-59]. (A-C-E-G) Gráficos de la función y y porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado y (B-D-F-G) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

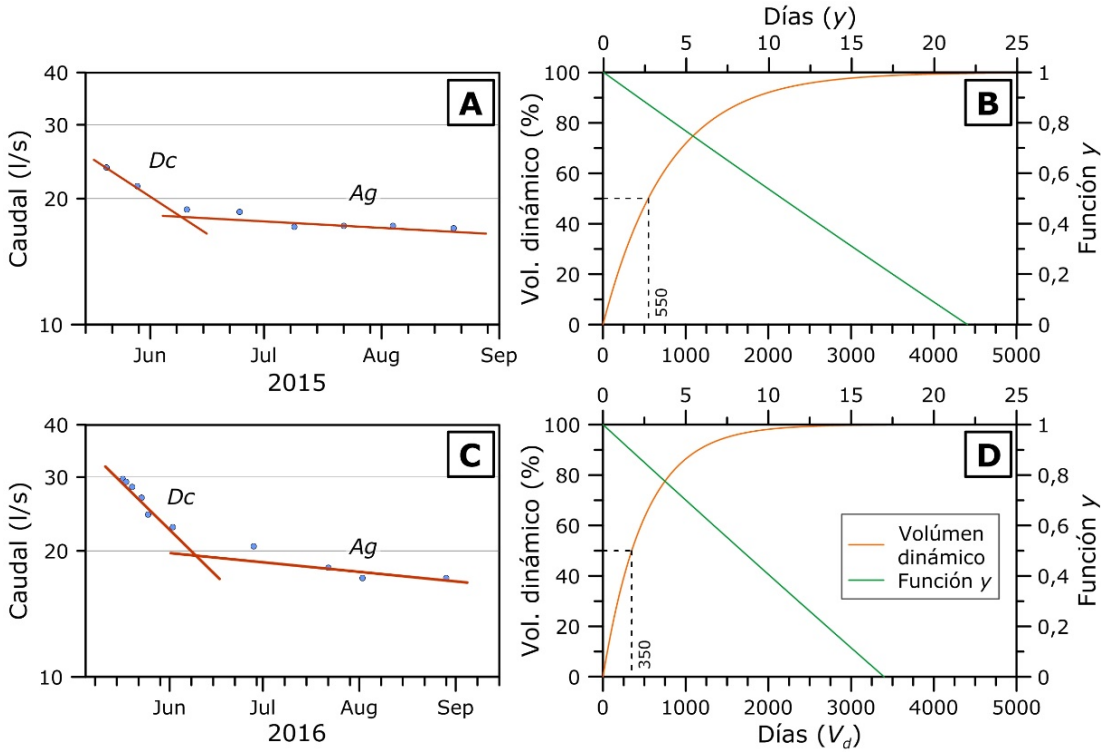


Figura 8.10. Curvas de decrecida (*Dd*) agotamiento (*Ag*) del manantial de Charco [M-73]. (A-C) Gráficos de la función y y porcentaje del volumen dinámico (Vd) drenado y (B-D) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

Los valores medios de los volúmenes dinámico (V_d) y de tránsito (V_t) anuales, calculados a partir de las curvas de agotamiento, son 1,5 hm^3 y 0,8 hm^3 en la surgencia de Huertos, 1,1 hm^3 y 0,7 hm^3 en la de Charco, y 16,2 hm^3 y 6,4 hm^3 en la de La Zúa (Tab. 8.2), respectivamente. Este último manantial, tras 515 días (valor medio) sin alimentación, drenaría el 50 % del volumen dinámico, mientras que la surgencia de Huertos necesitaría 574 días y la de Charco 450 días (valores medios) para evacuar el mismo porcentaje de volumen dinámico (Fig. 8.9.B, D, F y H; Fig. 8.10.B y D; Fig. 8.11.B, D, F y H). En todos ellos superaría el año para llegar al 50% del volumen dinámico, por lo que existe una elevada capacidad de regulación natural en estos puntos de drenaje.

Los resultados obtenidos tras el análisis antes descrito deben ser tratados con precaución, puesto que los caudales drenados por los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa corresponden principalmente a flujos de la zona saturada. De manera que el aumento de caudal en estos puntos de drenaje refleja la transferencia y homogeneización de las variaciones en la carga hidráulica que se producen en los materiales acuíferos de la Zona Externa (véase variaciones del nivel piezométrico en Pozancón; Fig. 8.6; Fig. 8.7 y Fig. 8.8). Los rápidos cambios de gradiente

piezométrico que ocurren en la Zona Externa se manifiestan de manera lenta y amortiguada en variaciones de caudal en los manantiales situados en la Zona Interna.

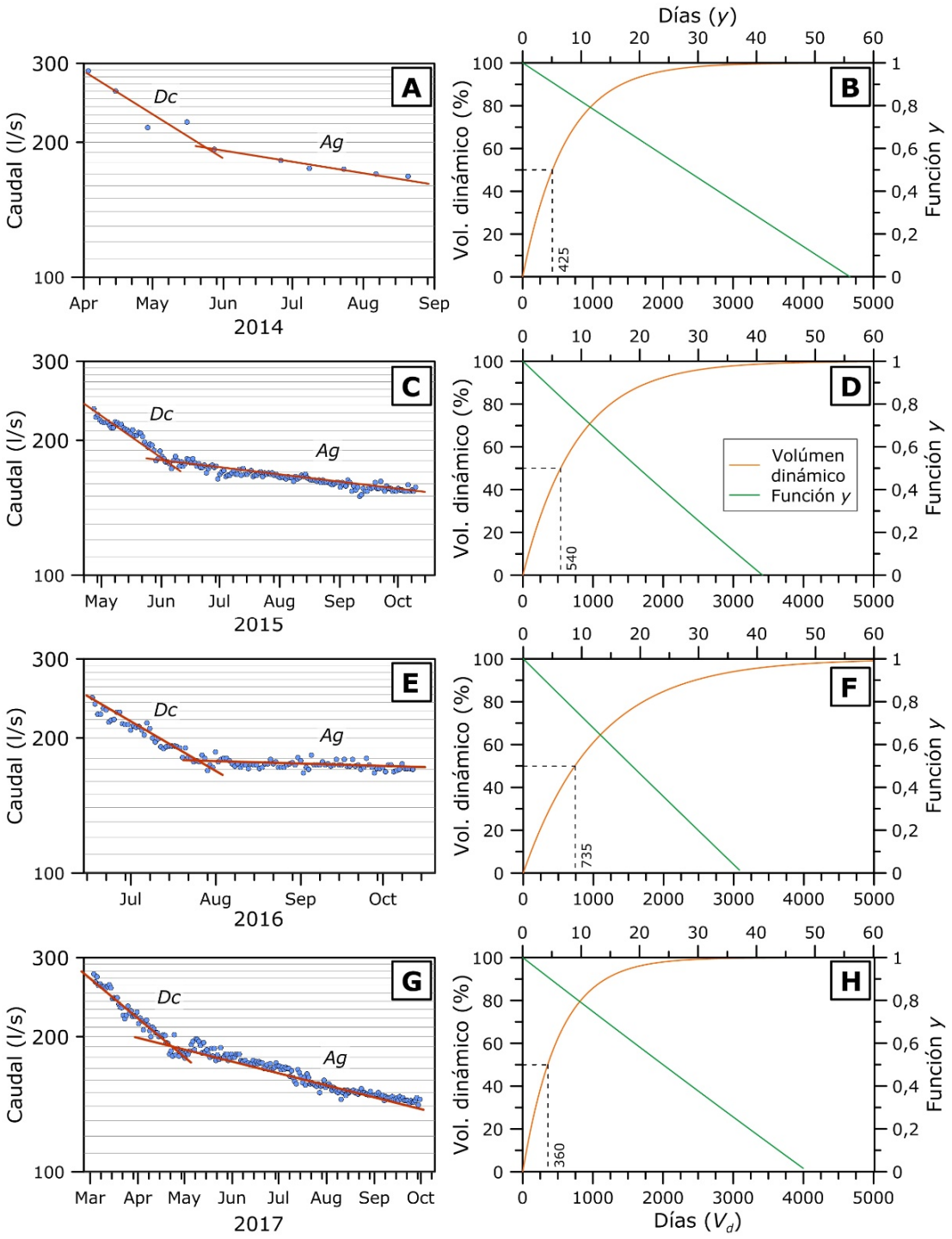


Figura 8.11. Curvas de decrecida (Dd) y agotamiento (Ag) del manantial de La Zúa [M-75]. (A-C-E-G) Gráficos de la función y y porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado y (B-D-F-G) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

Para obtener parámetros hidráulicos a partir del comportamiento hidrodinámico de Pozancón se ha utilizado una metodología diferente, ya que durante los periodos de decrecida y agotamiento los datos del registro consisten en niveles piezométricos y no en caudales. El procedimiento utilizado está basado en la aplicación de un conjunto de algoritmos (regresión lineal y no lineal) programados en *Excel* a partir de Visual Basic y que han sido aplicados satisfactoriamente en otros sistemas (Posavec *et al.*, 2006). En la figura 8.12 se muestra la curva de recesión maestra (*MRC*) obtenida para todos los segmentos de recesión registrados en el manantial de Pozancón durante el periodo de estudio. De esta modelización se puede deducir únicamente el valor medio del coeficiente de agotamiento (α) (Tab. 8.2). Según esta metodología, el valor medio de dicho parámetro para la surgencia de Pozancón es 7,65 x 10^{-1} días^{-1}. Si se compara con los resultados obtenidos para los manantiales de la Zona Interna, según el procedimiento de Mangin (1970, 1975), los valores medios obtenidos son más de un orden de magnitud mayor (Tab. 8.2). No obstante, se debe tener precaución al comparar los valores de agotamiento resultantes ya que las metodologías aplicadas han sido diferentes.

A partir de estos valores también es posible determinar los tipos de comportamiento de los manantiales. Así, la surgencia de Pozancón muestra un valor de α (Tab. 8.2) característico de sistemas con un buen drenaje kárstico (flujo por conductos), mientras que los coeficientes de los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) (Tab. 8.2) indicarían que la descarga, durante el periodo de agotamiento, se produce de manera mucho más lenta.

Los volúmenes dinámico (V_d) y de tránsito anual (V_t) permiten calcular el parámetro k de los manantiales localizados en la Zona Interna. Los valores medios de este parámetro están comprendidos entre 1,53 y 2,51 (Tab. 8.2). Según Mangin (1970, 1975), valores inferiores a 0,5 son característicos de sistemas de tipo kárstico y, dentro de este tipo, si k es menor de 0,1 el poder regulador es escaso. Los valores de $k > 1$ no están contemplados en esta clasificación, aunque es relativamente frecuente encontrar manantiales que superen dicho valor en la Cordillera Bética (Andreo, 1997; Jiménez, 2010; Mudarra, 2012) y en otros contextos geológicos (El-Hakim y Bakalowicz, 2006). En estos casos, la considerable regulación natural de los acuíferos podría deberse, según Mangin, al escaso desarrollo de la karstificación funcional. No obstante, en el área de estudio hay que invocar otros factores como la capacidad de almacenamiento de la zona saturada y/o la heterogeneidad

tectónica que pueda existir en este sector del acuífero, como posibles casusas que expliquen la elevada capacidad de regulación.

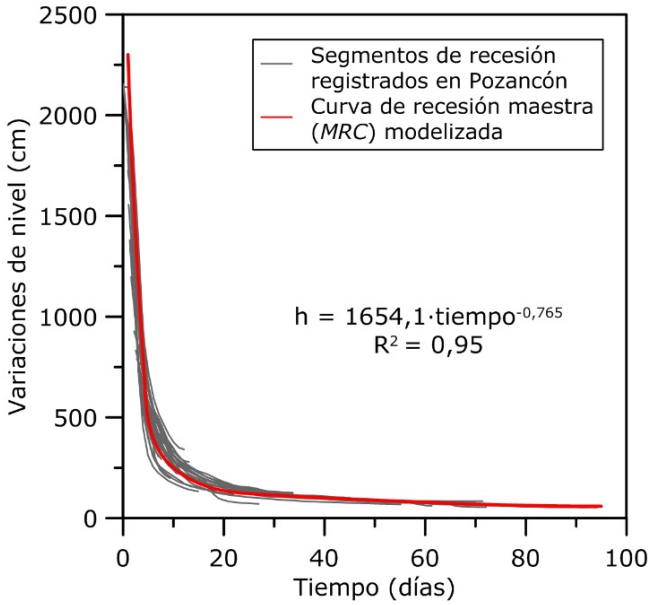


Figura 8.12. Representación de la modelización de la curva de recesión maestra (*MRC*) obtenida a partir de la metodología propuesta por Posavec *et al.* (2006)

Las características geológicas y estructurales del acuífero de la sierra de Jarastepar confieren a los manantiales ubicados en la Zona Interna unas respuestas amortiguadas frente a los eventos de recarga. El-Hakim y Bakalowicz (2006) estudiaron un sistema en Siria para el que propusieron la modificación de la clasificación de Mangin (1970,1975), en la que tuvieran cabida acuíferos carbonáticos con regulación natural superior a un año (Fig. 8.13).

En la figura 8.13 se muestra la ubicación de los principales manantiales localizados en la Zona Interna según la clasificación de Mangin (1970, 1975) modificada por El Hakim y Bakalowicz (2006). El dominio V en el gráfico *k*-*i* correspondería a acuíferos carbonáticos en los que existen ciertos retardos en la transmisión de la señal de infiltración. Dicha limitación se relaciona, en este caso, con un funcionamiento hidrogeológico que no solo depende del desarrollo kárstico del acuífero, sino también del contacto geológico complejo, con las arcillas del Flysch entre la Zona Externa y la Zona Interna, y de la potente zona saturada de dolomías triásicas de la Unidad de Nieves y de carbonatos del Penibético, bajo los materiales de baja permeabilidad alpujárrides y maláguides. Eso da lugar a una

notable regulación, con tiempos de residencia mayores a un año, por la existencia de sectores donde el flujo se produce con mayor dificultad o es más lento.

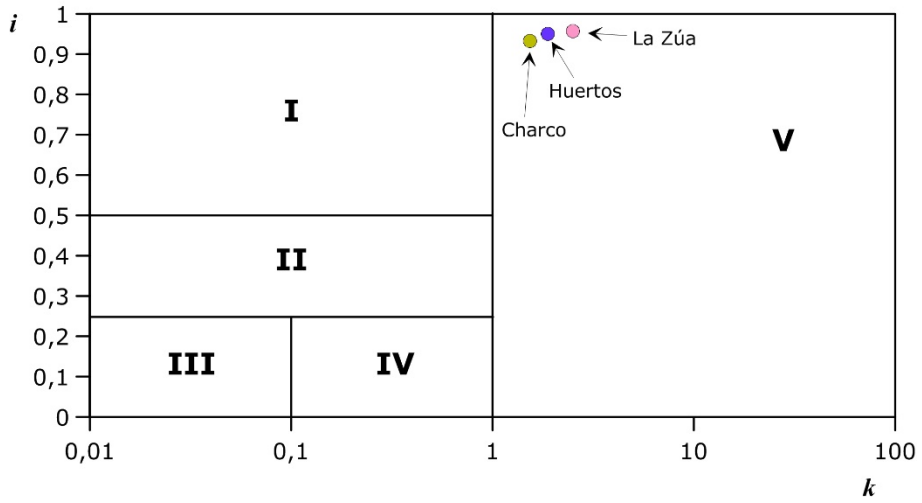


Figura 8.13. Clasificación propuesta de los acuíferos carbonáticos a partir del análisis de la curva de recesión que incluye a sistemas en el que el tiempo de residencia es mayor a un año (El-Hakim y Bakalowicz, 2006)

8.3.3. Análisis correlatorio de las series de datos de nivel piezométrico y de caudal

Se ha realizado un análisis correlatorio con las series de datos horarios y diarios de precipitación, nivel piezométrico y caudal registrados entre mayo de 2014 (Pozancón) y octubre de 2014 (La Zúa) y septiembre de 2017 (Fig. 8.14). La señal de entrada corresponde a la precipitación medida en la estación de Jarastepar. Las señales de salida consideradas son las series de nivel piezométrico y caudal, esta última obtenida con los valores registrados en el *data logger* instalado en el manantial de La Zúa, aplicando la correspondiente curva de gastos (véase apartado 4.4). Se hizo un tratamiento a partir de datos diarios (Fig. 8.14) (precisado posteriormente con un análisis horario de los registros de Pozancón). El procedimiento se ha realizado, en ambos casos, para una ventana de observación comprendida entre el doble del paso de tiempo considerado y 1/3 de la serie total de datos (416 días para Pozancón; 365 días para La Zúa).

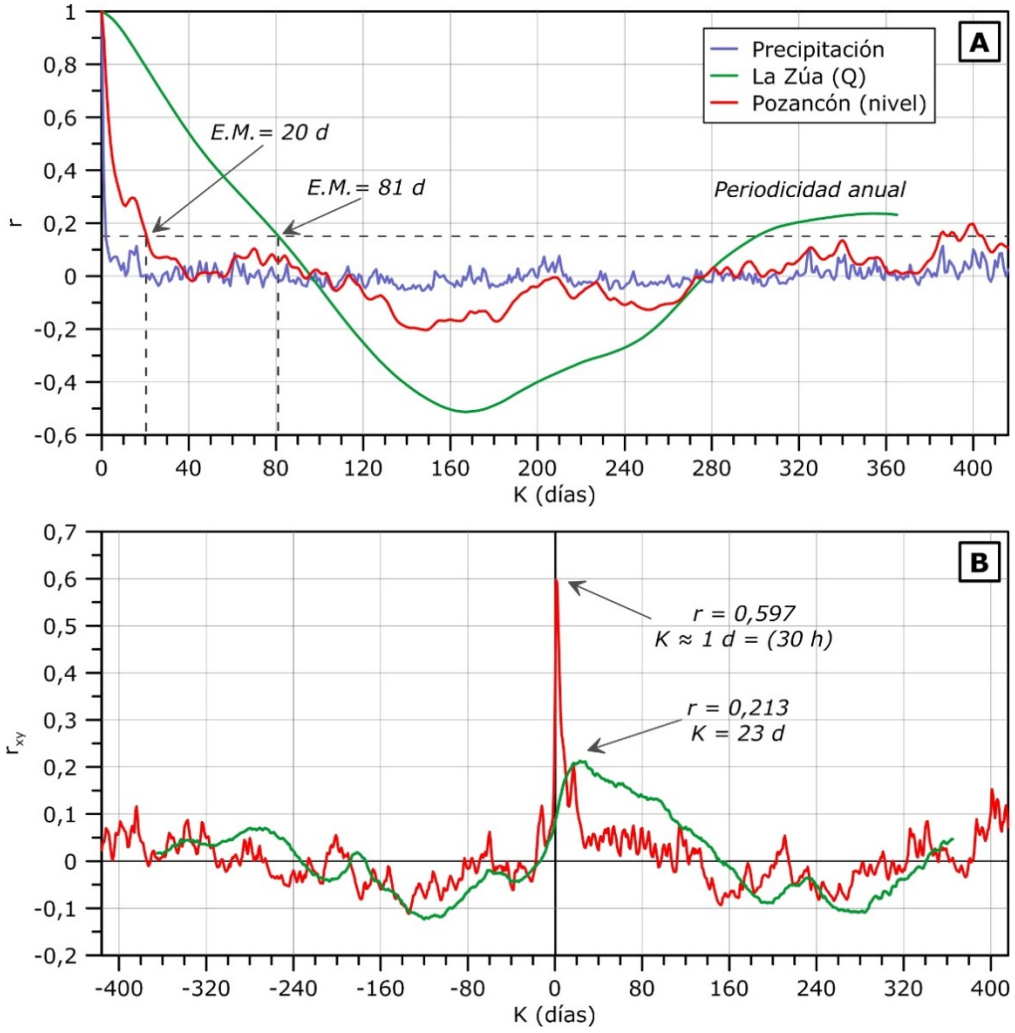


Figura 8.14. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación, nivel piezométrico de la surgencia de Pozancón y caudal del manantial de La Zúa durante el periodo de registro continuo (de mayo de 2014 a septiembre de 2017 en Pozancón y de octubre de 2014 a septiembre de 2017 en La Zúa) para una ventana de observación de 416 y 365 días, respectivamente. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre la serie de nivel piezométrico, caudal y precipitación, para los mismos periodos y ventanas de observación. r, coeficiente de correlación; r_{xy}, coeficiente de correlación cruzada; *E.M.*, efecto memoria

En la figura 8.14.A se muestran los resultados obtenidos de la autocorrelación (correlación simple) de las series de datos antes mencionados. Se observan diferencias entre los autocorrelogramas de cada punto de descarga. No se intuye correlación entre los datos de precipitación, lo que es propio de un fenómeno aleatorio. El correlograma simple de los caudales del manantial de La Zúa es relativamente tendido, mientras que el de la surgencia de Pozancón es muy pendiente (Fig. 8.14.A). El efecto memoria (E.M.), definido por Mangin (1981a y b) como el número de días (k) para el cual el valor del coeficiente de correlación (r)

está entre 0,1-0,2, es de 81 días en el primer caso y de 20 días en el segundo (Fig. 8.14.A). Así, la surgencia de Pozancón presenta un escaso poder de regulación, comparable al de acuíferos carbonáticos muy karstificados (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Liñán, 2003; Jiménez, 2010), mientras que el análisis de los datos de caudal del manantial de La Zúa es coherente con su respuesta más amortiguada ante las precipitaciones, con una periodicidad prácticamente anual.

El análisis correlatorio cruzado refleja la relación causa-efecto entre la precipitación y el nivel piezométrico y el caudal, según el caso. Los resultados obtenidos se representan en la figura 8.14.B. El correlograma cruzado de los niveles piezométricos de la surgencia de Pozancón presenta una forma puntiaguda, con un coeficiente de correlación cruzada máximo (r_{xy}) de 0,597 para un valor de k de algo más de 1 día (30 horas), tras el que se produce un rápido descenso de los valores de r_{xy}. Esto quiere decir que la máxima respuesta hidrodinámica de este manantial suele producirse al día siguiente del episodio de recarga y que su influencia no se prolonga por mucho tiempo (20 días, máximo). Por el contrario, el valor máximo de r_{xy} identificado en el manantial de La Zúa es considerablemente menor, 0,213, y se produce con un desfase de 23 días. Tras este valor, el correlograma desciende de forma gradual, lo que indica que el manantial responde de forma lenta, con una atenuación de la señal de entrada.

En el caso de que el estudio se hubiera llevado a cabo en macizos carbonáticos sin los condicionantes geológicos y estructurales que hay en la sierra de Jarastepar, las diferencias entre los correlogramas simples y cruzados de las surgencias de Pozancón y La Zúa pondrían de manifiesto que cada uno de los manantiales estaría drenando sistemas con comportamientos hidrogeológicos diferentes. Sin embargo, como ya se ha comentado, la diferencia entre la respuesta de los manantiales localizados en la Zona Externa y los ubicados en la Zona Interna viene marcada por los contrastes de permeabilidad asociados a la heterogeneidad geológica en la zona de contacto que deben superar los flujos de las aguas subterráneas hasta alcanzar las surgencias que se encuentran más al S, así como al espesor de la zona saturada en este sector meridional. Dicha interpretación es coherente con las observaciones llevadas a cabo en apartados anteriores, pero conviene tener presente que el análisis correlatorio se ha realizado con series de datos registradas durante un periodo medio-seco (Fig. 3.11) e inferior a 4 años de duración, por lo que los resultados de esta metodología no deben considerarse definitivos.

8.3.4. Análisis de caudales clasificados y aplicación a niveles piezométricos

La serie de datos de nivel piezométrico registrada en la surgencia de Pozancón (extrapolables a la surgencia de *TP* Alfaguara), desde mayo de 2014 hasta septiembre de 2017, se ha dividido en clases de 0,5 m y se ha calculado la frecuencia acumulada con la que se produce cada clase. Los resultados obtenidos, representados en la figura 8.15.A, reflejan que durante el 50 % del tiempo en la sima de Pozancón se registran cotas piezométricas inferiores a 644 m s.n.m. La probabilidad acumulada de los niveles clasificados, en escala probabilística (Fig. 8.15.B), permite diferenciar cinco tramos distintos:

1.- Cotas piezométricas inferiores a 644 m s.n.m. (m_1), propias de situaciones finales de agotamiento o como consecuencia de pequeñas recargas que se efectúan tras eventos de precipitación de escasa magnitud. Evolucionan de manera lenta, lo que se traduce en una pendiente elevada de la curva de la figura 8.15.B.

2.- Cotas piezométricas entre 644 y 650 m s.n.m. (m_2). Se producen en momentos de crecida y decrecida, cuando todavía los niveles son bajos. La pendiente es notablemente menor con respecto a m_1, porque en estos periodos las variaciones de nivel de agua en la sima de Pozancón se producen de manera más rápida, dentro de la cavidad vertical donde emerge el manantial.

3.-Cotas piezométricas entre 650 y 658 m (m_3). Ocurren en situaciones de crecida y de decrecida, previo o posterior a los momentos de descarga visible. La pendiente es aún menor en este tramo, dado que los niveles evolucionan más rápidamente en este tipo de situaciones que en las dos anteriores. Esto se relaciona con los momentos en los que ha tenido lugar un evento de recarga considerable sin llegar todavía a existir una descarga visible, dado que el ascenso del nivel del agua es rápido.

4.-Cotas piezométricas comprendidas entre 658 y 664 m (m_4), con mayor pendiente que en el tramo anterior y, por tanto, con variaciones ligeramente más lentas. Se relacionan con las situaciones en las que la descarga es visible en el manantial de *TP* Alfaguara pero el nivel piezométrico no ha alcanzado aún la cota de desbordamiento de *TP* Pozancón.

5.-Tramo de cotas piezométricas superiores a 664 m (m_5), que corresponde a los momentos en los que existe descarga visible simultáneamente en las surgencias de *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara, como consecuencia de eventos de recarga de gran magnitud. El gráfico de la figura 8.15.B presenta una pendiente pronunciada, debido a que estas variaciones de nivel se producen de forma lenta, de acuerdo con las características de desbordamiento de este punto, en el que pequeños ascensos de nivel provocan considerables aumentos de caudal.

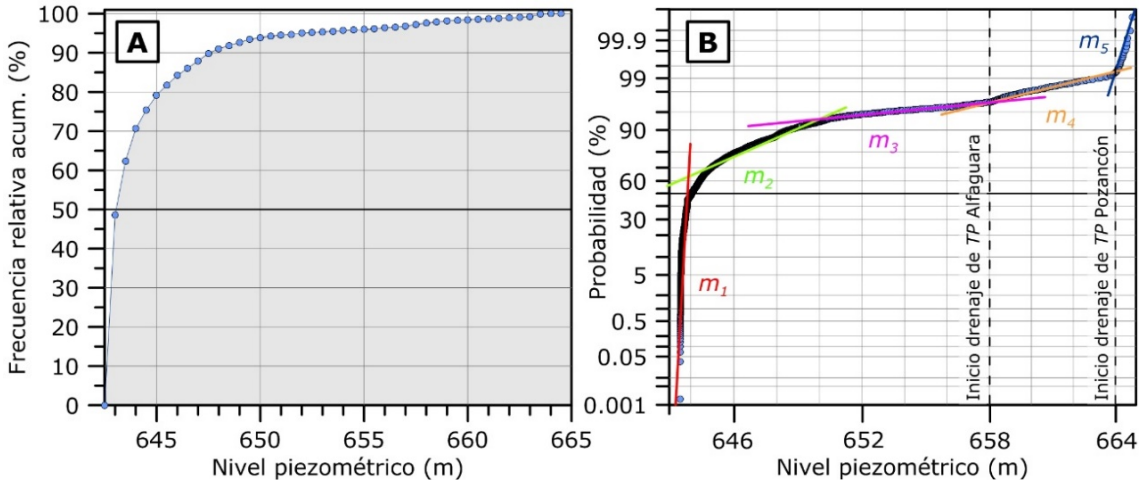


Figura 8.15. Gráfico de niveles piezométricos clasificados para el conjunto de las surgencias de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y escala probabilística (B)

Cabe destacar los importantes cambios de pendiente que se observan en el análisis conjunto de niveles piezométricos clasificados para *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón. El que tiene lugar entre m_1 y m_2 puede estar favorecido por la diferencia entre el mayor desarrollo de la red kárstica en la franja donde se acumula una probabilidad del 50 % de las variaciones del nivel piezométrico, m_1 (entre 643 y 644 m s.n.m.), y el tramo inmediatamente superior, m_2 (entre 644 y 650 m s.n.m.), en el que dicho valor estadístico es menor (35 %) y cuyo desarrollo kárstico sea posiblemente inferior. Por otra parte, la diferencia de pendiente entre m_4 y m_5 está condicionada por el inicio del drenaje de *TP* Pozancón (a partir de 664 m s.n.m.), al ser este el nivel de desbordamiento más alto.

Para el análisis de caudales clasificados del manantial de La Zúa (Fig. 8.16) se ha utilizado el registro continuo disponible durante el periodo de estudio, de octubre de 2014 a septiembre de 2017. La serie de datos de caudal se ha dividido

en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia relativa con la que se produce cada intervalo de caudal.

Los resultados obtenidos muestran que durante el 50 % del tiempo, el manantial de La Zúa drena caudales iguales o inferiores a 200 l/s (Fig. 8.16.A). La representación de la frecuencia acumulada de los datos de caudal, en escala probabilística (Fig. 8.16.B), permite diferenciar hasta cinco tramos con diferente pendiente:

1.-Tramo que engloba los valores de caudales inferiores a 150 l/s (m_1) y con una pendiente elevada. Corresponde a una situación de agotamiento excepcional del manantial registrado únicamente durante los meses de verano del año 2017. En este año la mayoría de las precipitaciones tuvieron lugar en otoño de 2016.

2.-Caudales entre 150 y 180 l/s (m_2), con menor pendiente que el tramo anterior, lo que indica variaciones más rápidas de caudal en periodo de agotamiento.

3.-Caudales entre 180 y 220 l/s (m_3), en un tramo que se caracteriza por tener la menor pendiente y representa una parte de las situaciones de decrecida de la surgencia.

4.-Caudales comprendidos entre 220 y 275 l/s (m_4), con mayor pendiente que el tramo anterior como consecuencia de que las variaciones son más lentas. Representa mayoritariamente situaciones de crecida.

5.-Caudales superiores a 275 l/s (m_5), correspondientes a los picos de las crecidas registradas. Tiene mayor pendiente ya que las variaciones de la descarga se producen de forma lenta.

Se ha repetido el tratamiento para cada uno de los tramos identificados en la curva de caudales clasificados del manantial de La Zúa (Fig. 8.16.B), de acuerdo con la metodología de Padilla (1990), y se ha calculado el porcentaje del volumen de agua drenado con respecto al total en cada una de las situaciones hidrodinámicas diferenciadas (Tab. 8.3). Los resultados revelan que durante el agotamiento (m_1+m_2) se drena aproximadamente un tercio del volumen total desaguado por el manantial, mientras que los dos tercios restantes de la descarga se drenan durante los periodos de decrecida (m_3+m_4+m_5).

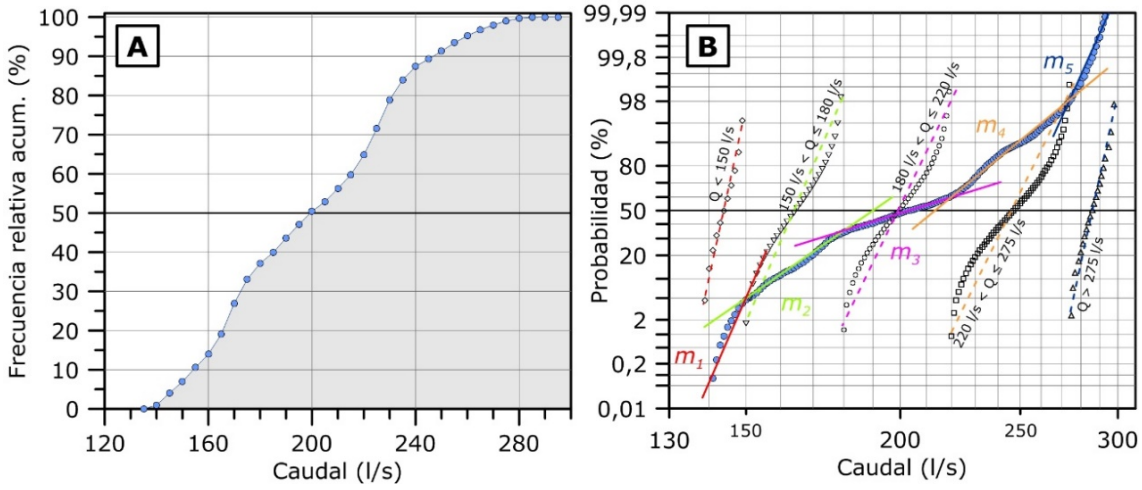


Figura 8.16. Gráfico de caudales clasificados del manantial de La Zúa, con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y en escala probabilística (B)

Tramo	Intervalo de caudal (l/s)	Caudal medio (l/s)	% Volumen total
m_1	< 150	147	3,3
m_2	150-180	169	26,1
m_3	180-220	201	25,4
m_4	220-275	239	42,8
m_5	> 275	281	2,4

Tabla 8.3. Porcentaje del volumen de agua que se drena en las diferentes situaciones hidrodinámicas diferenciadas en el manantial de La Zúa a partir del análisis de caudales clasificados

El análisis hidrodinámico de las series de datos de caudal (y nivel) de los principales puntos de descarga del acuífero de la sierra de Jarastepar pone de manifiesto el diferente comportamiento que presentan las surgencias localizadas en la Zona Externa frente a las situadas en la Zona Interna. De los resultados obtenidos se deduce un notable desarrollo kárstico para el sector acuífero que comprende principalmente los carbonatos de la Zona Externa, en el que se produce la rápida infiltración y transferencia del agua de lluvia y su posterior descarga por las surgencias de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón tras eventos de recarga significativos. En cambio, las respuestas registradas en los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa están claramente condicionadas por las diferencias de permeabilidades que tienen lugar en la zona de contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna. Esta heterogenidad da lugar a cierta ralentización del flujo, que solo podrá producirse de forma rápida cuando estén en contacto directo los materiales carbonáticos de la Zona Externa y los de la Zona Interna. No obstante, en la mayor parte del contacto

entre ambas zonas existen materiales de baja permeabilidad (arcillas y areniscas del Flysch y margas del Cretácico). A ello habría que añadir el efecto amortiguador del espesor saturado de acuífero bajo los materiales de baja permeabilidad alpujárrides y maláguides.

8.4. Características del agua en el suelo

Como se ha descrito en los apartados anteriores, el hidrograma de un manantial informa sobre el volumen de acuífero drenado en un determinado periodo, pero no acerca del tiempo de permanencia, ni de la procedencia o el recorrido seguido por el agua (suelo, epikarst, zona no saturada/zona saturada). Para ello, hay que utilizar, de forma conjunta, los hidrogramas de manantiales y los datos de varios componentes químicos mayoritarios como pueden ser el Cl^-, Mg^{2+} y NO_3^-, así como isótopos ambientales, $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ (Mudarra y Andreo, 2011; Barberá y Andreo, 2015). Sin embargo, los parámetros hidroquímicos naturales más determinantes para caracterizar el tiempo de permanencia y la importancia relativa de la zona no saturada (incluido suelo y epikarst) y zona saturada en el funcionamiento de un acuífero son: carbono orgánico total (COT), CO_2, fluorescencia natural y $\delta^{13}C$. Los tres primeros proceden del suelo y disminuyen a medida que aumenta el tiempo de permanencia del agua en el acuífero, debido a la mineralización de la materia orgánica (Batiot, 2002). En cambio, los valores de $\delta^{13}C$ son muy negativos en el suelo (~ -22 ‰) y aumentan con el tiempo de contacto con la roca almacén (~ 0 ‰). Por tanto, COT y fluorescencia natural informan sobre la importancia del suelo y la zona no saturada en el funcionamiento del acuífero y $\delta^{13}C$ es indicativo del tiempo de permanencia del agua en la zona saturada, donde, además, suele aumentar la concentración de Mg^{2+} (Emblanch *et al.*, 1998; Perrin *et al.*, 2003; Mudarra y Andreo, 2011). El análisis conjunto de las respuestas naturales da buena información sobre el funcionamiento de los acuíferos kársticos, pero para ello es necesario conocer los contenidos de dichos parámetros en tantos puntos de la vertical del sistema hidrogeológico como sea posible (suelo, epikarst, zona no saturada/zona saturada).

Los suelos son medios porosos, constituidos por las fases sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida está compuesta de minerales y organismos, por lo que es el principal reservorio natural de materia orgánica en un acuífero. El carbono orgánico

proviene de residuos vegetales y animales y su abundancia depende del clima y la vegetación. La fase líquida es una disolución acuosa cuya composición es muy variable. Contiene sustancias orgánicas e inorgánicas disueltas, cuya concentración depende de las precipitaciones o la temperatura. En este medio tienen lugar procesos que conducen al aumento de la concentración de las sustancias disueltas (disolución o desorción) o, por el contrario, dan lugar a una disminución de esta (precipitación, adsorción y absorción). Por último, cabe hacer referencia a la fase gaseosa, con una composición muy similar a la de la atmósfera. Estas tres fases se encuentran en permanente interacción a través de un intercambio de materia y energía debido a circunstancias físicas, químicas y biológicas (Sposito, 1989; Baldock y Nelson, 2000).

El muestreo del agua del suelo llevado a cabo en la presente investigación ha correspondido únicamente a la fase líquida, a partir de cápsulas de cerámica porosa que fueron instaladas a 30 y 60 cm de profundidad, en el fondo de una dolina situada a 1317 m s.n.m. en la sierra de Jarastepar (Fig. 8.1; Fig. 8.17). El suelo de dicha forma exokárstica está formado principalmente por arcillas de descalcificación que provienen de la paulatina meteorización química de los materiales carbonáticos (calizas).

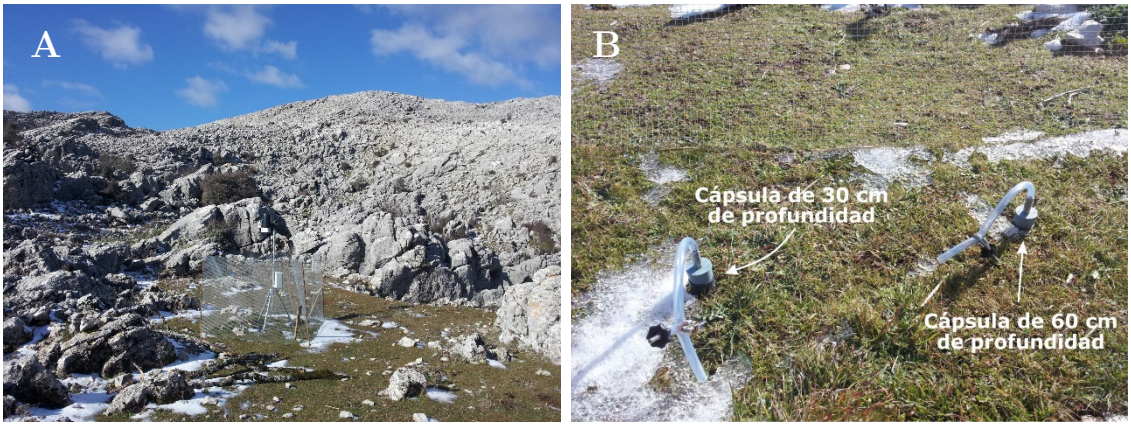


Figura 8.17. (A) Dolina en la que se instalaron las cápsulas de cerámica para el muestreo de agua en el suelo junto a la estación meteorológica Jarastepar. (B) Detalle de la ubicación de las cápsulas de cerámica instalas en la parcela experimental (1317 m s.n.m.)

La caracterización de la composición química del agua intersticial del suelo mediante el empleo de cápsulas de cerámica se debe realizar con precaución, ya que puede presentar problemas relacionados con procesos de adsorción, absorción, precipitación y dilución, que actúan durante el tránsito del agua a través del material poroso que constituye la cápsula (Wagner, 1962; Beier y Hansen, 1992;

Sánchez-Pérez, 1993). Por este motivo, se ha restringido el análisis completo en cuanto a cationes y aniones se refiere y sólo se han realizado las determinaciones del carbono orgánico total (COT), la concentración de NO_3^-, los valores de fluorescencia natural y la composición isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$). De manera simultánea, se tomaron muestras de agua de lluvia en el pluviocaptor Jarastepar, ubicado en la misma parcela experimental (véase situación en Fig. 3.18). Los resultados obtenidos han sido comparados con los procedentes del agua drenada por los manantiales de Pozancón y Huertos, para identificar los procesos de mineralización y degradación de materia orgánica en el interior del acuífero, así como los cambios en la composición isotópica que tienen lugar desde la infiltración del agua en el suelo hasta la zona saturada. Se eligieron estos puntos de descarga natural ya que son representativos de las aguas drenadas por las surgencias localizados en la Zona Externa (Pozancón, aguas de baja mineralización) y en la Zona Interna (Huertos, aguas más mineralizadas del área de estudio), y es posible su muestreo en cualquier estado hidrodinámico del acuífero, es decir, tanto en aguas altas como en aguas bajas.

Durante esta investigación se recogieron 31 muestras de agua en el suelo (Tab. 8.4): 15 a 30 cm de profundidad y 16 a 60 cm. El periodo de control se inició en febrero de 2015 y concluyó en marzo de 2017. De forma simultánea, se tomaron 16 muestras de agua de lluvia y 17 de agua subterránea en los manantiales de Pozancón [M-62] y Huertos [M-59]. Durante el periodo de muestreo, no se pudo recoger agua intersticial de cada evento de lluvia, ya que para los análisis requeridos se necesitaba un volumen mínimo de 41 ml. Así, mientras que en la mayoría de los eventos de abundante precipitación se hizo un muestreo para análisis químicos e isotópicos significativos de ese momento, en los de menor intensidad dichas características reflejan una mezcla de las concentraciones acumuladas.

En la tabla 8.4 y en la figura 8.18 se muestran los parámetros estadísticos de las variables determinadas en el agua del suelo, de lluvia y de los manantiales seleccionados. Los mayores valores medios de NO_3^- se registraron en el manantial de Pozancón (8,4 mg/l), mientras que los menores fueron detectados en las muestras de agua de lluvia (1,8 mg/l). La concentración de NO_3^- en las cápsulas fue ligeramente más elevada a 60 cm de profundidad (3,6 mg/l) que a 30 cm (2,9 mg/l) (Fig. 8.18.A). Por el contrario, los valores más elevados de COT se han obtenido a 30 cm de profundidad (4,2 mg/l) y han ido disminuyendo a medida que el agua

infiltrada iba evolucionando en el interior del acuífero (Fig. 8.18.B), hasta registrar concentraciones medias mínimas en el manantial de Huertos (0,4 mg/l).

Punto		**NO_3^-**	**COT**	**Fluorescencia natural (U.R.)**					**$\delta^{18}O$**	**$\delta^{2}H$**	**$\delta^{13}C$**
		(mg/l)		**Pico A**	**Pico C**	**Pico T_1**	**Pico T_2**	**Pico B**	**‰ VSMOW**		**‰ PDB**
	n	16	-	-	-	-	-	-	15	15	-
Lluvia	*mín.*	0,7	-	-	-	-	-	-	-10,2	-64,7	-
1317	*máx.*	3,5	-	-	-	-	-	-	-3,6	-13,9	-
(m s.n.m.)	*media*	1,8	-	-	-	-	-	-	-6,1	-33,4	-8,0*
[CEHIUMA-J]	σ	0,8	-	-	-	-	-	-	1,9	14,5	-
	cv (%)	43	-	-	-	-	-	-	30	42	-
	n	15	15	15	15	15	15	15	11	11	11
Cápsula 30 cm	*mín.*	1,6	2,0	19,8	8,6	13,6	38,0	10,0	-9,2	-57,0	-21,5
1317	*máx.*	4,2	7,9	97,3	41,7	108,5	107,6	86,1	-4,0	-19,7	-15,1
(m s.n.m.)	*media*	2,9	4,2	55,9	21,7	43,9	63,2	30,9	-6,4	-37,4	-18,2
[CS-30]	σ	0,8	1,6	26,6	9,7	26,7	20,1	20,2	1,6	11,1	2,03
	cv (%)	25	36	46	43	59	31	63	24	28	11
	n	15	15	16	16	16	16	16	11	11	9
Cápsula 60 cm	*mín.*	1,7	0,6	15,4	4,1	10,5	19,5	11,2	-9,1	-58,1	-20,1
1317	*máx.*	5,2	4,6	74,1	27,5	170,5	159,8	44,8	-4,9	-24,8	-14,4
(m s.n.m.)	*media*	3,6	2,1	41,4	13,0	45,6	70,5	26,9	-6,9	-40,9	-17,8
[CS-60]	σ	0,9	1,2	16,1	6,6	41,4	40,1	12,3	1,4	11,3	2,1
	cv (%)	24	57	40	49	88	55	44	19	26	11
	n	17	16	17	17	17	17	17	16	16	17
Pozancón	*mín.*	2,9	0,5	3,2	1,4	nd	3,2	nd	-7,0	-41,5	-14,5
643	*máx.*	13,2	1,5	11,3	5,7	nd	5,6	nd	-5,5	-31,4	-8,2
(m s.n.m.)	*media*	8,4	0,9	6,5	3,0	nd	4,4	nd	-6,3	-36,2	-12,0
[M-62]	σ	2,6	0,3	2,7	1,4	nd	-	nd	0,4	2,9	1,8
	cv (%)	32	30	40	45	nd	-	nd	6	8	14
	n	17	16	16	16	16	16	16	16	16	17
Huertos	*mín.*	3,8	0,2	0,1	0,1	nd	nd	nd	-6,9	-38,6	-6,9
560	*máx.*	6,4	0,6	2,1	0,9	nd	nd	nd	-6,4	-37,1	-3,5
(m s.n.m.)	*media*	4,7	0,4	0,8	0,4	nd	nd	nd	-6,6	-38,0	-5,8
[M-59]	σ	0,7	0,1	0,5	0,3	nd	nd	nd	0,2	0,3	1,1
	cv (%)	14	32	60	60	nd	nd	nd	2	1	17

Tabla 8.4. Parámetros estadísticos de trazadores naturales (NO_3^-, carbono orgánico total -COT-, fluorescencia natural -picos A, C, T_1, T_2 y B-) e isótopos del agua ($\delta^{18}O$ $\delta^{2}H$) y del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$) analizados en las aguas del suelo recogidas a 30 y 60 cm de profundidad, en las aguas drenadas por los manantiales de Pozancón y Huertos, y en el agua de lluvia. Leyenda: *n*, número de muestras; *mín.*, valor mínimo; *máx.*, valor máximo; σ, desviación estándar; *cv*, coeficiente de variación; *nd*, no detectado. *Valor tomado de bibliografía (Friedli *et al.*, 1986; Cerling *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997)

De forma general, la intensidad de fluorescencia natural, asociada a la materia orgánica disuelta en el agua (Mudarra *et al.*, 2011) ha sido notablemente

mayor en las aguas recogidas del suelo que en las aguas drenadas por las surgencias. Se han registrado picos A y C (Fig. 8.19), atribuibles a ácidos húmicos y fúlvicos, y picos T_1 y T_2 (aminoácidos) en todas las muestras correspondientes al agua del suelo, y tirosina (pico B) en la mayoría de ellas (Tab. 8.4). Por otra parte, en las aguas drenadas por los manantiales solo se han detectado picos de fluorescencia A y C, así como dos veces el pico T_2 en Pozancón. Normalmente, las aguas tomadas a 30 cm de profundidad mostraron una intensidad de fluorescencia natural (picos A y C, 55,9 y 21,7 U.R.) mayor que a 60 cm (picos A y C, 41,4 y 13 U.R.), aunque en el caso de los picos de fluorescencia correspondientes a los aminoácidos (picos T_1 y T_2) fue al contrario (Tab. 8.4). Los valores más bajos de fluorescencia natural fueron registrados en las muestras de la surgencia de Huertos (Tab. 8.4; Fig. 8.19).

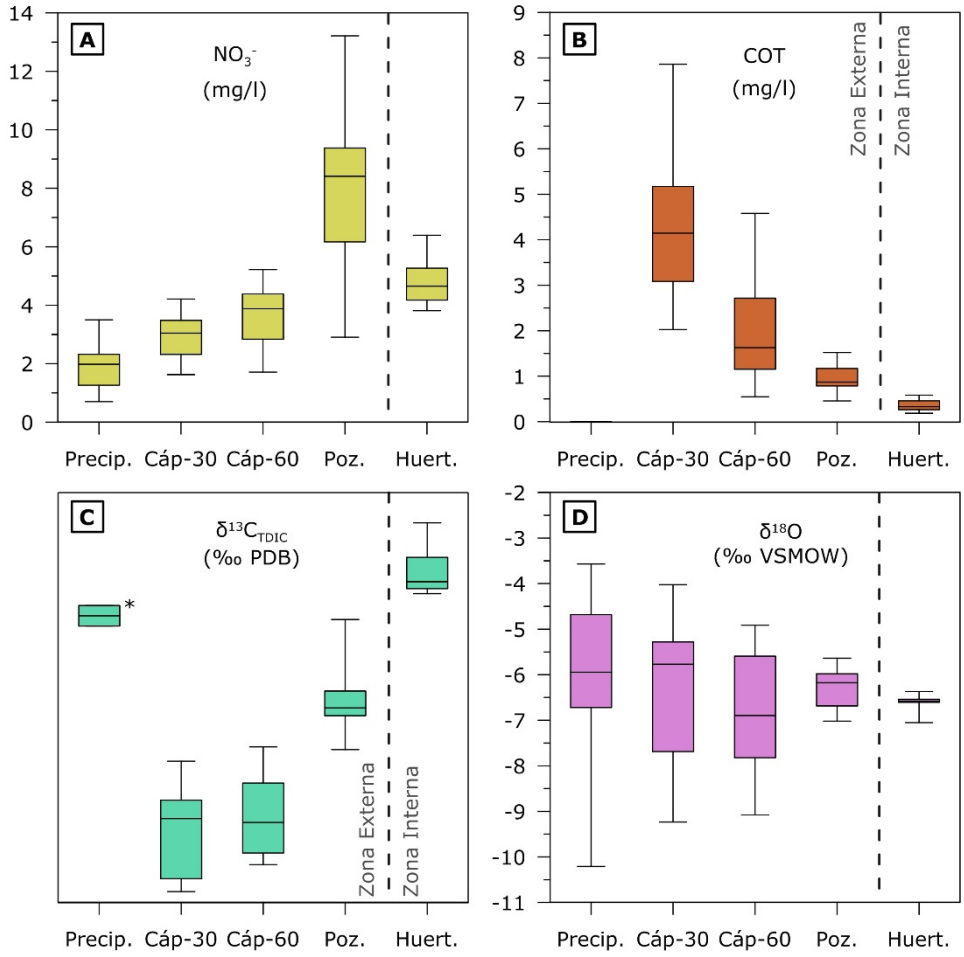


Figura 8.18. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de los valores de NO_3^- (A) carbono orgánico total -COT- (B), $\delta^{13}C_{TDIC}$ (C) y $\delta^{18}O$ (D) del agua de lluvia, del agua muestreada en el suelo (a 30 y 60 cm de profundidad) y de la drenada por los manantiales de Pozancón y Huertos. Las cajas se ordenan de izquierda a derecha según el sentido de movimiento del agua en el acuífero (Tab. 8.4). *Valor tomado de bibliografía (Friedli *et al.*, 1986; Cerling *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997)

En el caso del $\delta^{13}C$ se registraron valores desde -5,8 ‰ (Huertos) hasta -18,2 ‰ (cápsula de 30 cm). El valor medio establecido para el agua de lluvia, a partir de bibliografía, ha sido de -8,0 ‰ (Friedli *et al.*, 1986; Cerling *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997) (Tab. 8.4; Fig. 8.18.C). La figura 8.19 muestra la evolución temporal de algunos de los trazadores naturales en las aguas recogidas en los puntos de control establecidos en este apartado.

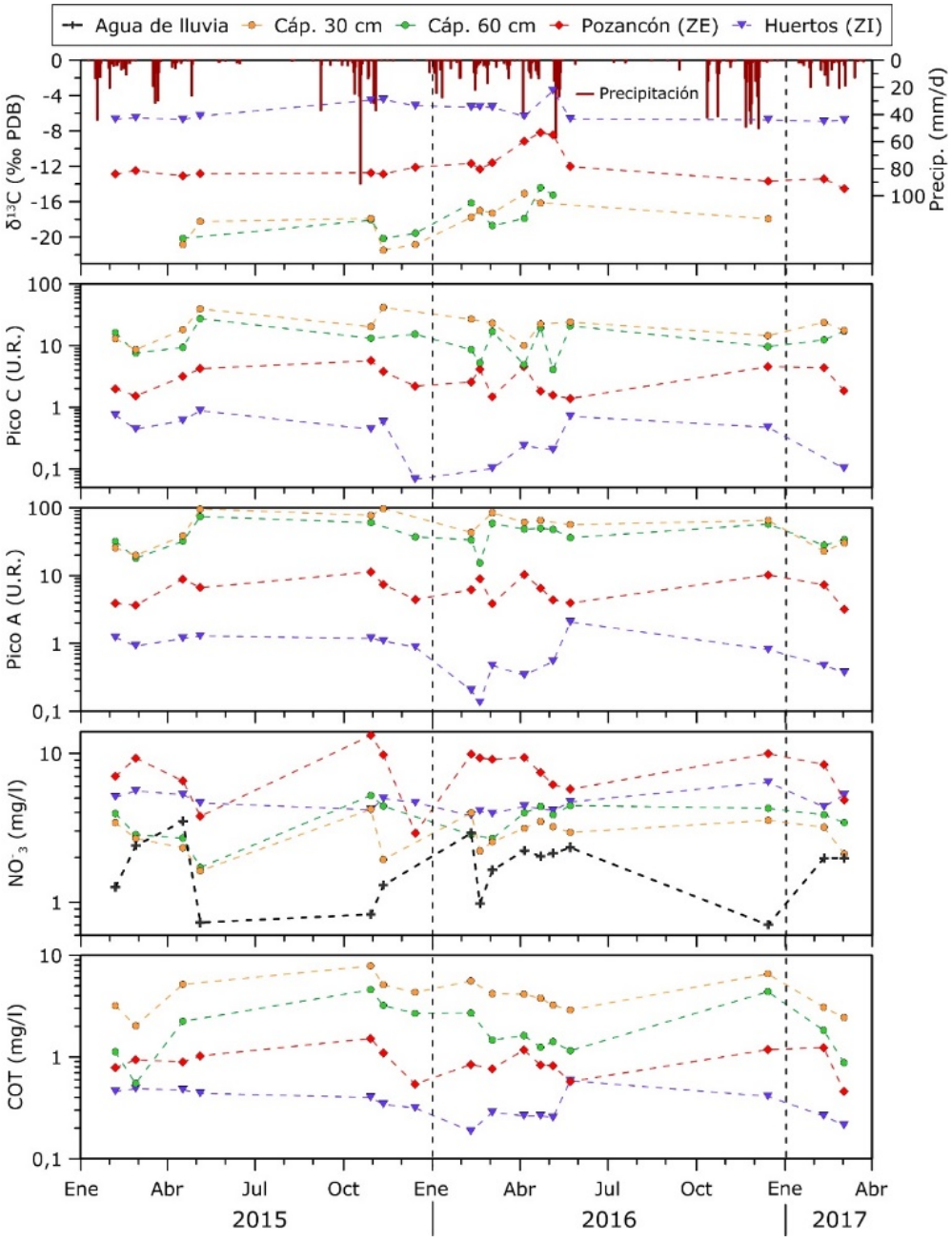


Figura 8.19. Evolución temporal de la concentración de carbono orgánico total (COT), NO_3^-, fluorescencia natural (pico A y pico C) y $\delta^{13}C_{TDIC}$ en los diferentes puntos establecidos para el estudio de la transformación de dichos parámetros a través del acuífero, desde febrero de 2015 a marzo de 2017

Los valores más elevados de los trazadores naturales del suelo, a excepción del $\delta^{13}C_{TDIC}$, se registraron a comienzos y a finales del año hidrológico 2015/16, tanto en la zona de infiltración como en la de descarga (Fig. 8.19). Esto podría ser consecuencia de la acumulación de sustancias orgánicas en el suelo a lo largo de los meses de verano, en los que no existen prácticamente precipitaciones que movilicen dichas sustancias hacia el interior del sistema, y de la posterior transferencia al acuífero con las primeras lluvias del año hidrológico. No obstante, con las precipitaciones, se observa un descenso progresivo en la concentración de los trazadores naturales, interrumpidos por picos secundarios asociados a los eventos de recarga, principalmente en los que tienen lugar en los meses de primavera. El incremento posterior de los valores se debe a una mayor proliferación de materia orgánica en el suelo durante estos meses. En el caso de las aguas drenadas por el manantial de Huertos, durante el periodo de recarga 2015/16, los valores mayores de COT, NO_3^- y fluorescencia natural se registraron al final de dicho periodo (Fig. 8.19). Esto puede ser debido a las respuestas retardadas tras los eventos de recarga que han sido registradas en dicha surgencia o a la existencia de flujos que se producen en los afloramientos dolomíticos cercanos al manantial a causa de precipitaciones intensas, como es este caso (173 mm en una semana, mayo de 2016).

La evolución de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del agua presenta una tendencia hacia valores menos negativos durante los periodos de recarga, a excepción de en el manantial de Huertos. En los primeros centímetros del suelo se detecta la señal del $\delta^{13}C$ del CO_2 que corresponde a la respiración radicular (principalmente plantas del tipo C3) (~ -22 ‰, -Deines, 1980; Drever, 1982; Clark y Fritz, 1997-). Las aguas de lluvia infiltradas a comienzos del año hidrológico presentan valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en equilibrio con la atmósfera (~-8,0 ‰) y adquieren una señal isotópica más negativa al incorporarse al suelo, pero se va haciendo menos negativa en los sucesivos eventos de recarga. Después de varios meses de ausencia de lluvias, en el agua del suelo domina la señal de $\delta^{13}C$ del CO_2 de las plantas. Sin embargo, tras la sucesiva renovación del agua del suelo, según transcurre el periodo de precipitaciones, es frecuente encontrar una señal de $\delta^{13}C$ menos negativa.

La evolución de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas de la surgencia de Pozancón es similar a la registrada en el agua del suelo (Fig. 8.19). Esto es consecuencia de la buena conexión hidrogeológica entre el área de recarga y dicho manantial, de manera que existe una rápida transferencia de la señal de infiltración. En el caso de

las aguas drenadas por la surgencia de Huertos, los valores de $\delta^{13}C$ muestran una tendencia general inversa a la del agua del suelo (Fig. 8.19). Así, durante la época de recarga, $\delta^{13}C$ cambia a valores ligeramente más negativos, lo que denota una influencia leve de las aguas recién infiltradas.

La composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) del agua tomada en los cinco puntos de control (Tab. 8.4; Fig. 8.18.D) presenta valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ entre -6,1 ‰ y -33,4 ‰ (agua de lluvia) y -6,9 ‰ y -40,9 (cápsula a 60 cm), respectivamente. Como se observa en la figura 8.20, la mayoría de los grupos de aguas analizadas se sitúan entre la Línea Meteórica del Mediterráneo occidental (LMMoc) y la Línea Meteórica Mundial (LMM), más próximos a la primera, sin presentar evidente fraccionamiento por evaporación.

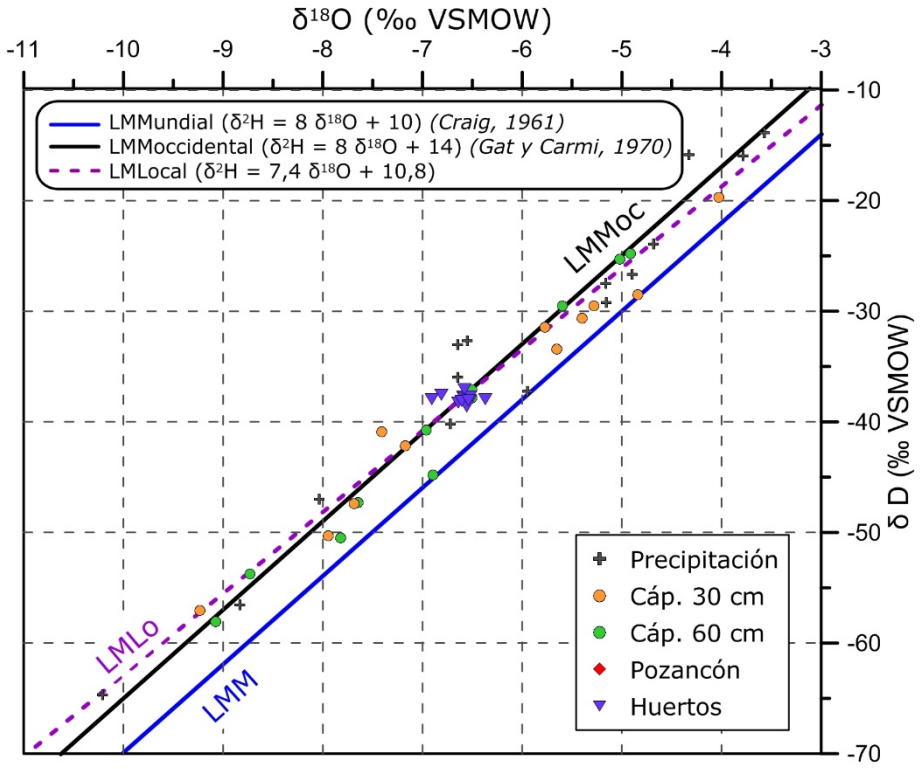


Figura 8.20. Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua meteórica, agua del suelo (cápsulas situadas a 30 y 60 cm de profundidad) y agua drenada por los manantiales de Pozancón y Huertos en los muestreos que se realizaron de manera simultánea en todos los puntos. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas

Por otro lado, se ha identificado correlación positiva entre la intensidad máxima de fluorescencia del pico A, asociado a los ácidos húmicos y fúlvicos del suelo, y el contenido en COT en las aguas muestreadas en los diferentes puntos de control (Fig. 8.21). Las aguas del suelo muestreadas a 30 y 60 cm de profundidad

se han clasificado en función de los meses en los que han sido recogidas (invierno o primavera) y han mostrado dos rectas con pendientes diferentes (Fig. 8.21.A y B). Las de mayor pendiente están constituidas por las muestras de agua recogidas en primavera. Estas presentan mayor intensidad del pico A frente a los valores de COT que las recogidas en los meses de invierno. Ello podría estar relacionado con el ascenso de la temperatura media en los meses de primavera y la consecuente proliferación de actividad biológica en el suelo, con una mayor producción de ácidos húmicos y fúlvicos.

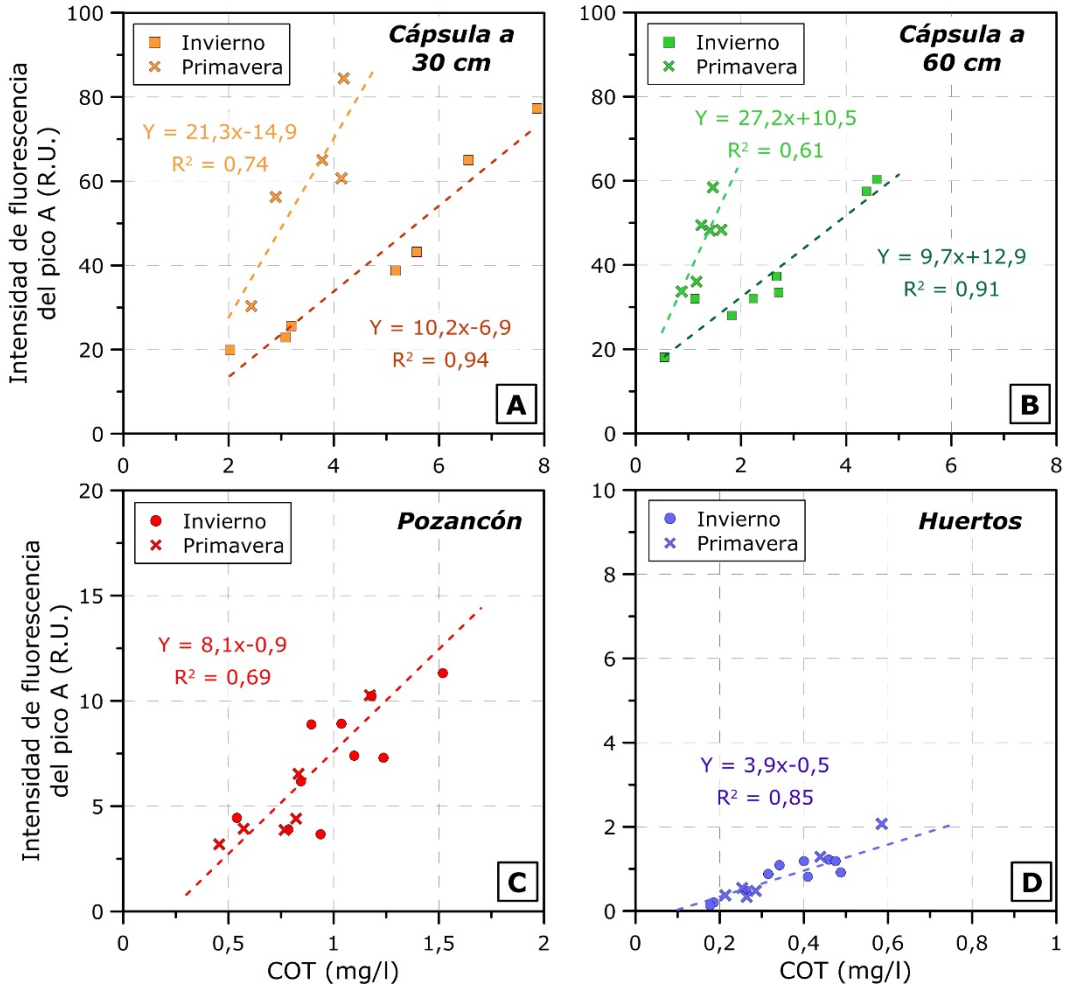


Figura 8.21. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y la concentración de COT en los diferentes puntos de muestreo. *Téngase en cuenta que los ejes y de C y D son 5 y 10 veces menores que en A y B, respectivamente; y los ejes x son 4 y 8 veces más pequeños

En las muestras de agua subterránea pertenecientes a los manantiales de Pozancón y Huertos no es posible distinguir diferentes alineaciones como ocurre en el suelo. Sin embargo, se observa cómo la pendiente que resulta de la relación entre ambos parámetros disminuye en el sentido del flujo del agua subterránea, desde los

primeros centímetros de suelo hasta el manantial de Huertos (Fig. 8.21). Esto evidencia que la materia orgánica sufre un proceso de homogeneización y atenuación de forma proporcional al tiempo de tránsito por el sistema, desde su infiltración hasta la descarga por el manantial de cota más baja.

De todo lo anterior se deduce que la señal de la infiltración cambia su composición y se atenúa a lo largo de su evolución dentro del acuífero. En los primeros centímetros se producen aumentos en la concentración de NO_3^- debido a la actividad biológica que existe en el suelo. Si no existen procesos de desnitrificación o aportes por contaminación, dichos valores deberían mantenerse más o menos constantes conforme los flujos fueran atravesando la zona no saturada del acuífero. Sin embargo, el manantial de Pozancón presenta concentraciones por encima de lo que es aportado por el suelo, entre 1 y 5 mg/l (Fig. 8.18.A; Fig. 8.19). Ello debe de ser consecuencia de una contaminación puntual de origen antrópico en las inmediaciones de Alpandeire. Los valores de NO_3^- en las aguas drenadas por el manantial de Huertos corresponden a flujos más largos y también algo más profundos, con mayor tiempo de permanencia en la zona saturada, en la que el volumen de agua existente es capaz de diluir la concentración de NO_3^-. No obstante, no se puede descartar que puedan existir procesos de desnitrificación que disminuyan la concentración de este parámetro.

Las variaciones de la señal isotópica del $\delta^{18}O$ se van atenuando en el sentido del flujo subterráneo, hasta el punto de ser insignificantes en las aguas drenadas por la surgencia de Huertos (Fig. 8.18.C). Esto es indicativo de la homogeneización que deben experimentar en la zona saturada del acuífero.

Los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ correspondientes al agua de lluvia presentan una rápida evolución nada más infiltrarse en el suelo donde adquieren una señal muy negativa, propia de este medio. Dicha señal evoluciona hacia valores menos negativos (Fig. 8.18.D) según el sentido del flujo subterráneo, lo que corrobora un mayor tiempo de residencia en el interior del sistema y una tendencia al equilibrio con la composición isotópica de las rocas carbonáticas que constituyen el acuífero.

8.5. Hidroquímica e hidrotermia

La composición química del agua subterránea es función de los solutos que adquiere a medida que interacciona con los materiales de la zona no saturada y

saturada del acuífero. Los principales procesos que pueden tener lugar en su evolución son: concentración por evaporación, mezcla, disolución, precipitación e influencia de microorganismos. La disolución de minerales (y gases) en el agua subterránea es el proceso más importante de la hidrogeoquímica. La cantidad de sustancias disueltas depende de la temperatura del agua, la solubilidad de los minerales, el tiempo de contacto agua-roca, el pH y el potencial redox (Appelo y Postma, 2005).

8.5.1. Composición química y temperatura del agua. Distribución espacial

Las aguas muestreadas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar (Fig. 8.1) presentan dos tipos de facies (véase apartado 4.6.2; Fig. 4.11.A): bicarbonatada cálcica en las surgencias localizadas en la Zona Externa (*TP* Pozancón, *TP* Alfaguara y Pozancón) y sulfatada cálcica en los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa).

El rango de conductividad eléctrica (CE) medida en los distintos puntos de descarga varía entre 274 µS/cm, en *TP* Alfaguara, y 1870 µS/cm, en el manantial de Huertos (Tab. 4.6; Fig. 8.22). En el caso de la temperatura del agua, entre 13,8 y 16,6 ºC (Tab. 4.5) para las mismas surgencias. Los valores de temperatura medios pertenecientes a las aguas de los manantiales ubicados en la Zona Interna se sitúan claramente por encima de la temperatura media histórica del aire (15,5 ºC), calculada para el área de estudio (véase apartado 3.3.2; Tab. 3.12).

Las aguas de facies sulfatadas cálcicas, de los manantiales ubicados en la Zona Interna, son considerablemente más mineralizadas que las bicarbonatadas cálcicas de las surgencias localizadas en la Zona Externa. Presentan los mayores contenidos iónicos en SO_4^{2-}, pero también en otras especies como HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} y, en menor medida F^-, Na^+ y Cl^- (véase apartado 4.6.2). El origen de los elementos mencionados en las aguas de los manantiales de la Zona Interna está relacionado con las rocas carbonáticas (calizas y dolomías) y evaporíticas (yesos) que constituyen el acuífero y la base del mismo respectivamente. Esto se verificó con los valores isotópicos de $\delta^{34}S$ (véase apartado 4.7.3). Tal y como ocurre con la conductividad eléctrica, se observa un aumento progresivo de los valores en SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, F^-, Na^+ y Cl^- en los manantiales que se localizan al S del contacto entre

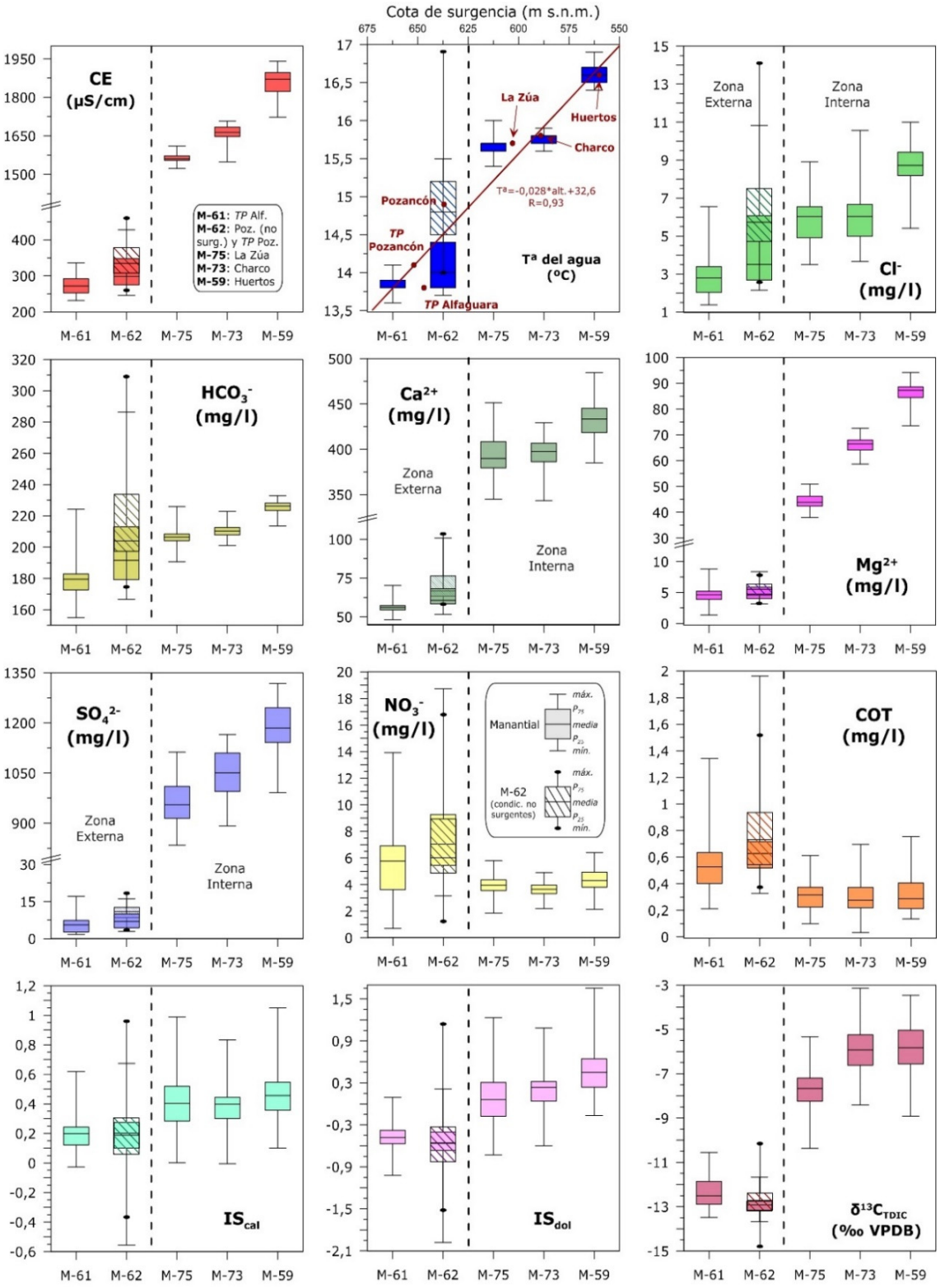


Figura 8.22. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura (T^a) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar. Las cajas se ordenan por cota de surgencia según los manantiales estén localizados en la Zona Externa (izquierda) o la Zona Interna (derecha)

la Zona Externa y la Zona Interna, a medida que desciende la cota de surgencia de los mismos (Fig. 8.22). De igual manera se comporta la temperatura y los índices de saturación. Todo ello sugiere cierta jerarquización y evolución hidrogeoquímica de los flujos conforme aumenta la profundidad y el tiempo de residencia de las aguas en el sistema.

Las aguas de los manantiales ubicados en la Zona Interna muestran un bajo contenido en COT y NO_3^- (Fig. 8.22) mientras que en las surgencias localizadas en la Zona Externa las concentraciones son más elevadas. En ocasiones, se han tomado muestras puntuales de los manantiales de Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón (Tab. 4.8) en las que las concentraciones de COT y NO_3^- revelan la existencia de un grado incipiente de contaminación en el acuífero. Aun así, los datos generales muestran escasa influencia antropogénica en la hidroquímica de las aguas que drenan el macizo carbonático de la sierra de Jarastepar.

El valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ presenta una evolución similar a la anterior, de los valores empobrecidos (entre -12,8 y -12,6 ‰) que muestran las aguas de los manantiales localizados en la Zona Externa a valores menos negativos (de -7,7 a -5,9 ‰) en los ubicados en la Zona Interna (Tab. 4.12). Todo ello indicaría, una vez más, la marcada heterogeneidad que existe en el acuífero, con flujos rápidos que son drenados por los manantiales de la Zona Externa y otros notablemente más lentos, que corresponden a las aguas de las surgencias situadas en la Zona Interna.

Con objeto de entender los procesos hidrogeológicos que intervienen en la composición química de las aguas subterráneas del acuífero, se ha realizado un análisis estadístico multivariante de componentes principales -ACP- (Tab. 8.5; Fig. 8.23). Para ello se han considerado 13 variables físico-químicas (conductividad eléctrica -CE-, temperatura -T-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, Cl^-, F^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, $\log P_{CO2}$ y carbono orgánico total -COT-) y se han tenido en cuenta todas las muestras de agua de los manantiales principales (700), analizadas durante el periodo de investigación, que cuentan con valores para el total de las variables.

La matriz de correlación obtenida (Tab. 8.5) pone de manifiesto que la conductividad eléctrica de las aguas drenadas por los principales manantiales del sector oriental está bien correlacionada estadísticamente, y con signo positivo, con las variables SO_4^{2-}, Ca^{2+}, F^-, Mg^{2+} y temperatura, en este orden de importancia. El resto presenta una correlación (positiva o negativa) baja con la conductividad

eléctrica. La temperatura (T^a) muestra correlación con las variables Ca^{2+}, Mg^{2+}, F^- y SO_4^{2-}.

Los factores 1 y 2 explican el 82,61 % de la varianza total (Fig. 8.23). El factor 1 (60,49 %) agrupa en su parte positiva las variables CE, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, F^-, Mg^{2+} y temperatura (Fig. 8.23.A). Explica la mineralización de las aguas y el tiempo de permanencia de estas en el acuífero. Por su parte, el factor 2 (22,12 %) queda definido por K^+, HCO_3^-, Na^+, Cl^-, NO_3^- y COT en su parte positiva. Este eje caracteriza la influencia de la infiltración del agua a través del suelo y el epikarst. La variable $logP_{CO2}$ está relacionada con el factor 3 (5,25 %), no incluido en la figura 8.23.

Variables	CE	T^a	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	COT	$logP_{CO2}$
CE	**1**												
T^a	**0,879**	**1**											
HCO_3^-	0,361	0,653	**1**										
Ca^{2+}	**0,993**	**0,856**	0,346	**1**									
Mg^{2+}	**0,949**	**0,882**	0,396	**0,925**	**1**								
Na^+	0,579	0,779	0,702	0,549	0,656	**1**							
K^+	-0,050	0,216	0,543	-0,047	-0,007	0,484	**1**						
F^-	**0,969**	**0,839**	0,325	**0,970**	**0,922**	0,566	-0,011	**1**					
Cl^-	0,550	0,758	0,644	0,525	0,613	**0,887**	0,482	0,544	**1**				
NO_3^-	-0,558	-0,357	0,075	-0,563	-0,498	0,010	0,404	-0,545	0,080	**1**			
SO_4^{2-}	**0,994**	**0,859**	0,326	**0,990**	**0,945**	0,551	-0,056	**0,971**	0,537	-0,567	**1**		
COT	-0,683	-0,439	0,076	-0,686	-0,631	-0,107	0,345	-0,661	-0,101	0,756	-0,700	**1**	
$logP_{CO2}$	0,589	0,638	0,522	0,591	0,538	0,468	0,308	0,565	0,512	-0,266	0,590	-0,314	**1**

Tabla 8.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar

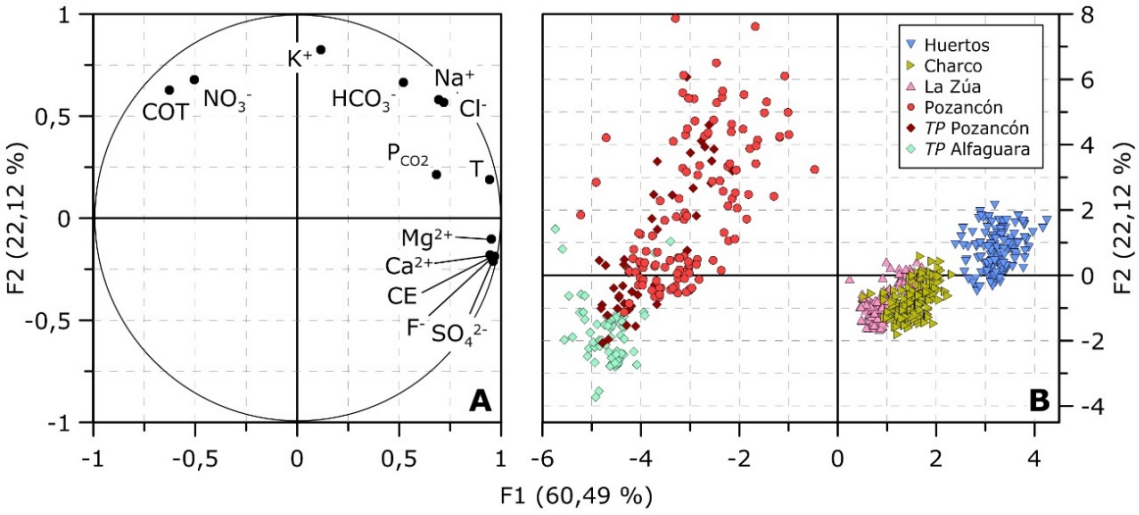


Figura 8.23. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

El gráfico de las unidades estadísticas permite distinguir claramente dos grupos principales de muestras (Fig. 8.23.B). Por un lado, en la parte negativa del factor 1, las correspondientes a las surgencias de Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, menos mineralizadas, con notable dispersión a lo largo del factor 2 y con mayores concentraciones de NO_3^- y COT. Por otro lado, en la parte positiva del factor 1, se sitúan las aguas de los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa, que se diferencian del resto por mostrar los valores y contenidos más elevados de la mayoría de componentes hidroquímicos, especialmente SO_4^{2-}, Ca^{2+}, F^-, Mg^{2+} y HCO_3^-, que le aportan mineralización. Se aprecia cierta ordenación de las muestras correspondientes a los manantiales situados en la Zona Interna según el factor 1, desde el manantial de La Zúa (603 m s.n.m.) hasta el de Huertos (560 m s.n.m.), en el sentido del flujo subterráneo.

Se han realizado dos ACP adicionales, uno para cada grupo de aguas identificado en el primer análisis multivariante, con el fin de distinguir los procesos químicos que predominan en los distintos sectores del acuífero. En el caso del análisis con las muestras de agua recogidas en los manantiales situados en la Zona Externa, el porcentaje de varianza explicada por los factores estadísticos disminuye hasta un 69,10 %. La variable CE está correlacionada con los parámetros temperatura (T), HCO_3^- y Ca^{2+}, principalmente, y, en menor medida, con Na^+, K^+ y Cl^- (Tab. 8.6; Fig. 8.24).

En el ACP correspondiente a las aguas drenadas por los manantiales situados en la Zona Externa, el factor 1 del ACP explica el 58,21 % de la varianza. Está relacionado con la mineralización de las aguas, que se debe fundamentalmente a la disolución de la calcita (Fig. 8.24.A). Las variables NO_3^- y COT, que definen la componente de la infiltración a través del suelo, están correlacionadas entre ellas (Fig. 8.24.A) y representadas por el factor 2, que explica el 10,89 % de la varianza. El contenido en Mg^{2+} está relacionado con el factor 3, no incluido en las figuras.

En el gráfico de unidades estadísticas de las aguas correspondientes a los manantiales de la Zona Externa (Fig. 8.24.B) se observa que las muestras se dispersan a lo largo de los factores 1 y 2, de acuerdo con el grado de mineralización y contenido en trazadores del suelo. Las muestras de las crecidas de *TP* Alfaguara y parte de las de *TP* Pozancón, situadas en la parte negativa del factor 1, presentan los menores contenidos de Ca^{2+}, HCO_3^- y bajos valores de temperatura. Las muestras correspondientes a Pozancón que se representan en la parte positiva del

eje 1 pertenecen a las recogidas justo al inicio del drenaje de este punto. Son aguas con una mineralización más elevada, que progresa rápidamente hacia concentraciones menores de todos los parámetros.

Variables	CE	T^a	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	COT	$logP_{CO2}$
CE	**1**												
T^a	**0,837**	**1**											
HCO_3^-	**0,830**	0,789	**1**										
Ca^{2+}	**0,811**	0,773	**0,962**	**1**									
Mg^{2+}	0,292	0,335	0,179	0,195	**1**								
Na^+	**0,757**	0,662	0,712	0,734	0,314	**1**							
K^+	**0,752**	0,639	0,678	0,707	0,162	0,757	**1**						
F^-	0,434	0,450	0,471	0,523	0,222	0,402	0,343	**1**					
Cl^-	**0,732**	0,720	0,646	0,686	0,372	**0,907**	0,661	0,409	**1**				
NO_3^-	0,400	0,283	0,317	0,387	0,152	0,515	0,462	0,093	0,557	**1**			
SO_4^{2-}	0,592	0,626	0,513	0,564	0,439	0,700	0,569	0,406	0,785	0,505	**1**		
COT	0,553	0,528	0,496	0,539	0,156	0,581	0,513	0,200	0,605	0,706	0,545	**1**	
$logP_{CO2}$	0,587	0,606	0,656	0,634	0,285	0,490	0,547	0,432	0,452	0,119	0,439	0,279	**1**

Tabla 8.6. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas recogidas en los manantiales situados en la Zona Externa

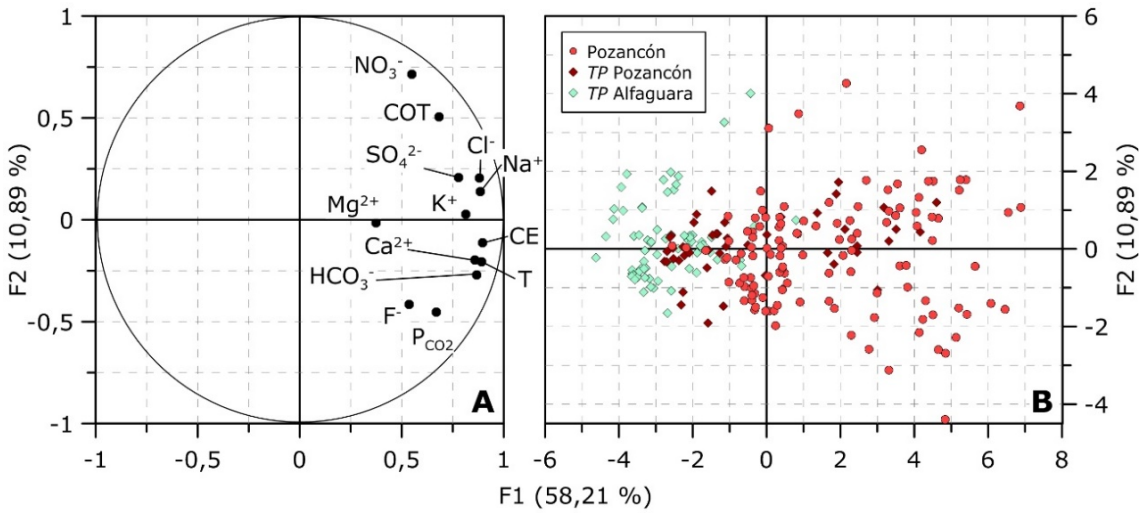


Figura 8.24. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales localizados en la Zona Externa durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

Finalmente, en el ACP realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales localizados en la Zona Interna (Tab. 8.7; Fig. 8.25) se observa correlación elevada entre la mineralización del agua y las variables Mg^{2+}, temperatura, HCO_3^- y SO_4^{2-}.

La mayoría de las variables se asocian al factor 1 del ACP, que explica el 54,11 % de la varianza: CE, Mg^{2+}, HCO_3^-, temperatura, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Na^+, Cl^- y F^-

se disponen en la parte positiva (Fig. 8.25.A). Este factor representa la disolución de yesos y carbonatos, principales minerales que otorgan mineralización a las aguas conforme aumenta el tiempo de permanencia de estas en el acuífero. El factor 2, que explica el 10,93 %, da cuenta de las variables NO_3^-, K^+ y $logP_{CO2}$, todos en su parte positiva. El COT está asociado al factor 3, que no ha sido representado.

Variables	CE	T^a	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	COT	$logP_{CO2}$
CE	**1**												
T^a	**0,932**	**1**											
HCO_3^-	**0,866**	0,863	**1**										
Ca^{2+}	0,696	0,647	0,693	**1**									
Mg^{2+}	**0,950**	0,865	0,840	0,666	**1**								
Na^+	0,785	0,866	0,777	0,580	0,770	**1**							
K^+	0,321	0,354	0,355	0,494	0,356	0,447	**1**						
F^-	0,468	0,463	0,448	0,472	0,507	0,533	0,580	**1**					
Cl^-	0,682	0,758	0,662	0,523	0,675	0,801	0,554	0,511	**1**				
NO_3^-	0,211	0,311	0,263	0,214	0,219	0,357	0,326	0,269	0,558	**1**			
SO_4^{2-}	**0,831**	0,759	0,701	0,693	0,804	0,602	0,466	0,505	0,644	0,196	**1**		
COT	-0,090	-0,027	0,039	-0,056	-0,031	0,085	0,037	0,120	-0,018	0,108	-0,153	**1**	
$logP_{CO2}$	0,052	0,036	0,039	0,070	0,076	0,017	0,310	0,033	0,206	0,124	0,230	-0,064	**1**

Tabla 8.7. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por manantiales localizados en la Zona Interna

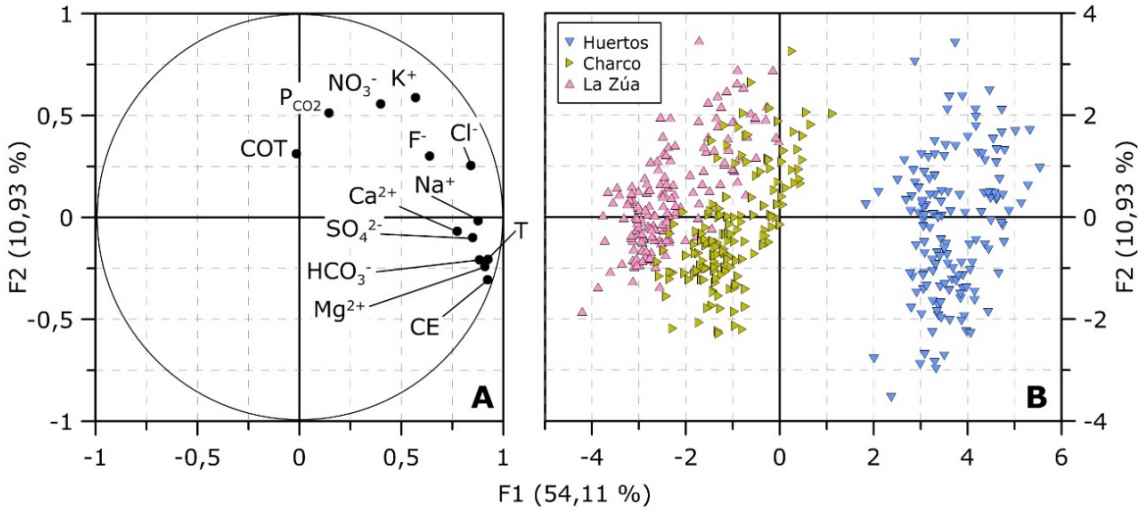


Figura 8.25. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales localizados en la Zona Interna durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

La distribución de las muestras en el espacio de las unidades estadísticas permite distinguir claramente tres grupos que describen la evolución hidrogeoquímica de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna (Fig. 8.25.B). Los conjuntos de muestras recogidas en cada una de las surgencias indican mayor variabilidad a lo largo del factor 2. Así, las muestras

menos mineralizadas, correspondientes a un estado hidrodinámico de aguas altas, se sitúan principalmente en la parte positiva de dicho factor, que da cuenta de los trazadores naturales del suelo (NO_3^- y COT) y de la $P_{CO2,}$ mientras que las que presentan mayor mineralización, tomadas en situaciones de aguas bajas, en la parte negativa.

8.5.2. Evoluciones temporales

Las figuras 8.26, 8.27, 8.28, 8.29 y 8.30 muestran las evoluciones temporales hidroquímicas, así como del caudal, conductividad eléctrica y temperatura del agua de los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación. Además, se han representado en detalle las crecidas que se registraron entre octubre y noviembre de 2015 (Fig. 8.31) en cada uno de los manantiales controlados durante el periodo de investigación.

8.5.2.1. Evolución temporal de los manantiales localizados en la Zona Externa

En la figura 8.26 se observa, de forma general, un patrón estacional en la temperatura, la conductividad eléctrica y la composición hidroquímica del agua de Pozancón [M-62]. En la figura 8.27 se muestran los valores registrados en *TP* Alfaguara solo durante los momentos en los que presenta descarga. Así, en Pozancón (Fig. 8.26), los valores de la CE y de los parámetros que la condicionan fueron más altos en otoño, coincidiendo con los primeros eventos de lluvia del año hidrológico, y menores en los meses de verano. Normalmente, en cada episodio de recarga se registraron aumentos en la mineralización y temperatura del agua a medida que ascendió el nivel piezométrico en el acuífero. Sin embargo, dicha evolución fue interrumpida sistemáticamente en los momentos en los que el nivel piezométrico superó el umbral de desbordamiento para *TP* Alfaguara (658 m s.n.m.) [M-61] (Fig. 8.27), cuando se produjeron bruscos descensos, de hasta 209 µS/cm y 3,1ºC, en los registros de conductividad eléctrica y temperatura, respectivamente. El alcance de estas diluciones puntuales (hasta el 45 % respecto al valor máximo registrado) dependió de las condiciones hidrodinámicas previas en el acuífero, además del volumen de agua de reciente infiltración ligado al evento de recarga. Estos descensos puntuales de CE y temperatura fueron seguidos por aumentos rápidos de igual magnitud conforme el caudal descendió, hasta alcanzar valores similares a los previos a la dilución, una vez cesa la descarga en *TP* Alfaguara.

En general, las variaciones de conductividad eléctrica están claramente influenciadas por los cambios en los contenidos de HCO_3^- y Ca^{2+}, y, en menor medida, en SO_4^{2-}, Cl^- y Na^+ (Fig. 8.26). Del mismo modo, se registraron ligeros descensos en el contenido de Mg^{2+} durante los momentos en los que las surgencias *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón estuvieron activas (Fig. 8.26; Fig. 8.27). Sin embargo, dichos valores fueron aumentando progresivamente, a la vez que descendía el nivel piezométrico, hasta que tuvo lugar la siguiente recarga. Por otra parte, las concentraciones de COT y NO_3^- siguieron el patrón general de la mineralización, y, en particular, la evolución de los contenidos en Cl^- y Na^+. Los valores de los trazadores del suelo, COT y NO_3^-, fueron mayores durante los eventos de recarga, principalmente al comienzo del año hidrológico (valores máximos de 2 mg/l y 18,7 mg/l respectivamente) y disminuyeron a medida que el acuífero recuperó las condiciones hidrodinámicas previas al evento de recarga. No obstante, los valores de ambos trazadores naturales de las aguas recién infiltradas generan disminuciones repentinas (hasta los valores más bajos registrados) que coinciden con los momentos de drenaje de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón (Fig. 8.26; Fig. 8.27). Cuando dejan de ser activas, en el caso de Pozancón, es posible detectar aumentos rápidos de los contenidos en NO_3^- y COT. En noviembre de 2015 se puede ver un ejemplo de este comportamiento como se detalla en la figura 8.31.A.

De manera general hubo una disminución en los valores de $\log P_{CO2}$ durante las recargas, seguida de un aumento tras cesar las precipitaciones. En algunos de los eventos más significativos (como octubre de 2015, Fig. 8.31.A), el agua drenada por la surgencia *TP* Pozancón alcanzó valores de $\log P_{CO2}$ similares a los que presenta cuando existe equilibrio atmosférico (-3,5). Las variaciones de los índices de saturación de los minerales más comunes ($IS_{calcita}$ e $IS_{dolomita}$) mostraron una evolución inversa a la del $\log P_{CO2}$. Sin embargo, esto solo ocurrió cuando la recarga generada no fue suficiente como para llegar a los niveles de desbordamiento. En cambio, cuando se superaron estos umbrales, los $IS_{calcita}$ e $IS_{dolomita}$ mostraron una evolución parecida a la del $\log P_{CO2}$ (Fig. 8.31.A y B), con fuertes descensos seguidos de ascensos a medida que transcurrió el evento de recarga. El agua drenada por los manantiales localizados en la Zona Externa está normalmente subsaturada en dolomita ($SI_{dolomita} < 0$) y en equilibrio o ligeramente saturada en calcita ($SI_{calcita} \geq 0$) (Tab. 4.10). Durante las recargas más significativas, el agua presentó condiciones subsaturadas en ambas fases minerales (Fig. 8.26; Fig. 8.31.A).

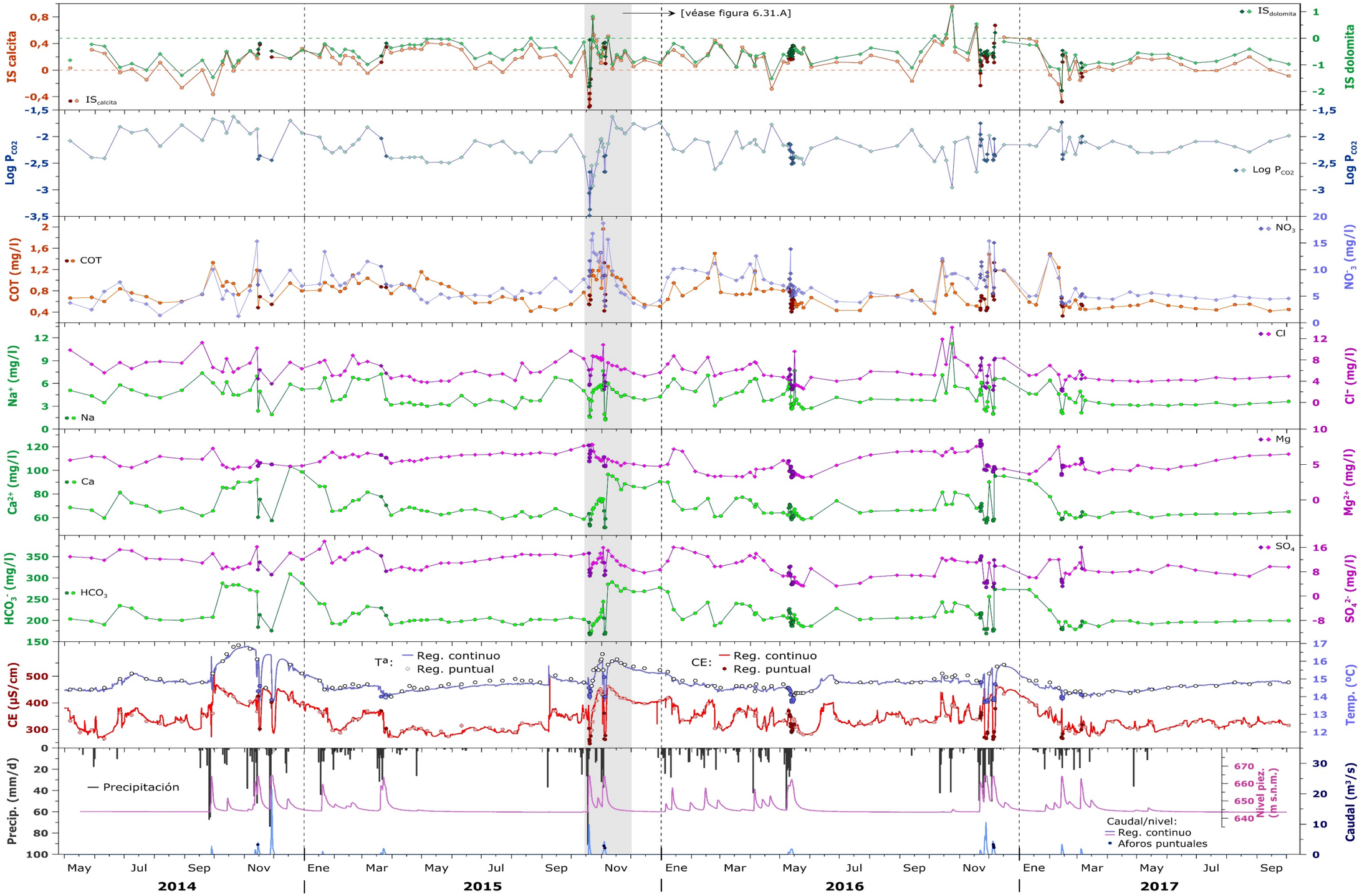


Figura 8.26. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Pozancón [M-62] tanto en condiciones de aguas bajas como de aguas altas (*TP* Pozancón). Nótese el cambio de color en los puntos de cada serie para representar las muestras recogidas en los momentos en los que la surgencia tuvo un drenaje activo



Figura 8.27. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial *TP* Alfaguara [M-61]

8.5.2.2. Evolución temporal de los manantiales localizados en la Zona Interna

Las evoluciones temporales de los parámetros hidroquímicos registrados en las aguas drenaladas por los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) (Fig. 8.28, 8.29 y 8.30) presentan algunas diferencias entre ellos en cuanto a la magnitud de las variaciones o tiempo de respuesta frente a los eventos de precipitación. En el caso del manantial de Huertos (Fig. 8.28), se observa una tendencia general ascendente de la conductividad eléctrica que es interrumpida por diluciones de hasta 217 μS/cm tras periodos de lluvias significativos. Estas variaciones se han detectado incluso 26 días después de los eventos de recarga, coincidiendo o algo después que los picos de caudal. La magnitud de estas diluciones varió según la proporción de mezcla entre el agua infiltrada y el agua previamente almacenada en la zona saturada del acuífero, de manera que a mayor volumen de agua de reciente infiltración, las diluciones registradas fueron más significativas (por ejemplo, en noviembre y diciembre de 2016; Fig. 8.28). Una vez alcanzados los valores máximos de dilución, comenzó el aumento progresivo de la CE, aunque de forma más lenta que como se produjo el descenso. Dicho ascenso, a su vez, pudo ser interrumpido con una nueva dilución provocada por precipitaciones posteriores, como de diciembre de 2016 a marzo de 2017 (Fig. 8.28).

En el manantial de Charco [M-73] se observa también la tendencia ascendente de los valores de conductividad eléctrica, al igual que ocurre en la surgencia de Huertos [M-59]. Así, durante los meses de estiaje del 2014, los valores medios de conductividad eléctrica registrados fueron 1650 μS/cm, mientras que para el mismo periodo en 2017 se alcanzaron valores de 1700 μS/cm (Fig. 8.29). Este aumento progresivo fue interrumpido por diluciones como consecuencia de eventos de precipitación significativos, en los que se registraron descensos de hasta 127 μS/cm (diciembre de 2016), a la vez que se aforaron picos de caudal. La respuesta a los eventos de recarga se registró aproximadamente a los 13 días después de que se produjeran las lluvias, aunque varió en función de la intensidad y magnitud de estas. Las diluciones se produjeron de manera rápida, al igual que las recuperaciones posteriores, tras cesar la influencia de la recarga.

En el manantial de La Zúa [M-75] se han observado las menores variaciones hidroquímicas durante el periodo de investigación (Fig. 8.30), además de no mostrar tendencia alguna en la evolución de la CE, como ocurre en las otras dos surgencias.

Las diluciones detectadas fueron de menor magnitud, con descensos máximos de 87 µS/cm, y con un retardo en la respuesta de hasta 15 días tras los eventos de precipitación significativos. En condiciones de recarga excepcional (otoño de 2016) las aguas del manantial mostraron diluciones más rápidas (5 días).

La temperatura de las aguas de las surgencias ubicadas en la Zona Interna no presentan cambios relevantes como respuesta a la recarga. Se observa un tenue patrón de evolución estacional que, en parte, podría deberse a las características de los puntos de medida, ya que dichas surgencias de agua disponen de pequeños encharcamientos a su salida, donde se han llevado a cabo los muestreos rutinarios, y es posible que exista influencia de la temperatura atmosférica.

Los cambios en la mineralización del agua de los manantiales de La Zúa, Charco y Huertos se deben principalmente a variaciones en los contenidos de SO_4^{2-}, y en menor medida, de Ca^{2+} y Mg^{2+} (Fig. 8.28, 8.29 y 8.30). Los eventos de recarga significativos provocaron una disminución en la concentración de estos componentes, cuyos valores mínimos coincidieron con los caudales máximos registrados (Fig. 8.31.C, D y E). Los valores de HCO_3^- no muestran una pauta en las aguas de estos manantiales, ya que en ocasiones se observó un aumento generalizado en la concentración de HCO_3^- como respuesta a las precipitaciones (periodo de recarga 2014/15), mientras que en otros momentos de similares características hidrodinámicas se registró una disminución (periodo de recarga 2016/17). En general, parece que los valores de HCO_3^- en la surgencia de Charco son menores en aguas altas, aunque en ocasiones se han registrado aumentos (Fig. 8.29).

Los contenidos en Cl^- y Na^+ de las aguas de estos manantiales no han mostrado variaciones significativas. No obstante, en las aguas drenadas por la surgencia de Huertos se observan ligeros aumentos de ambos parámetros, cuya máxima concentración coincide prácticamente con los picos de caudal, con un retraso de varias semanas respecto a las precipitaciones que generan dichos cambios.

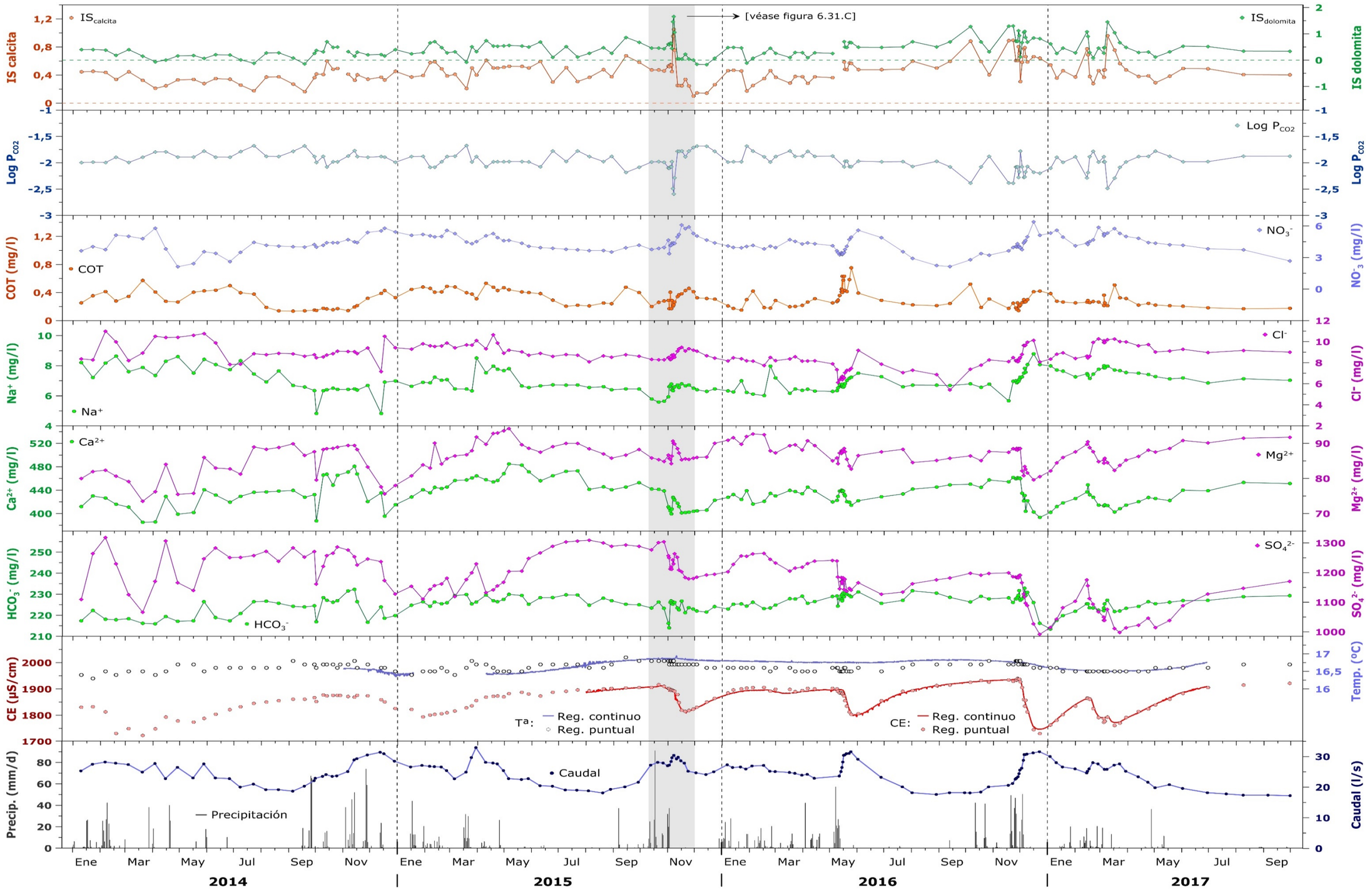


Figura 8.28. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Huertos [M-59]

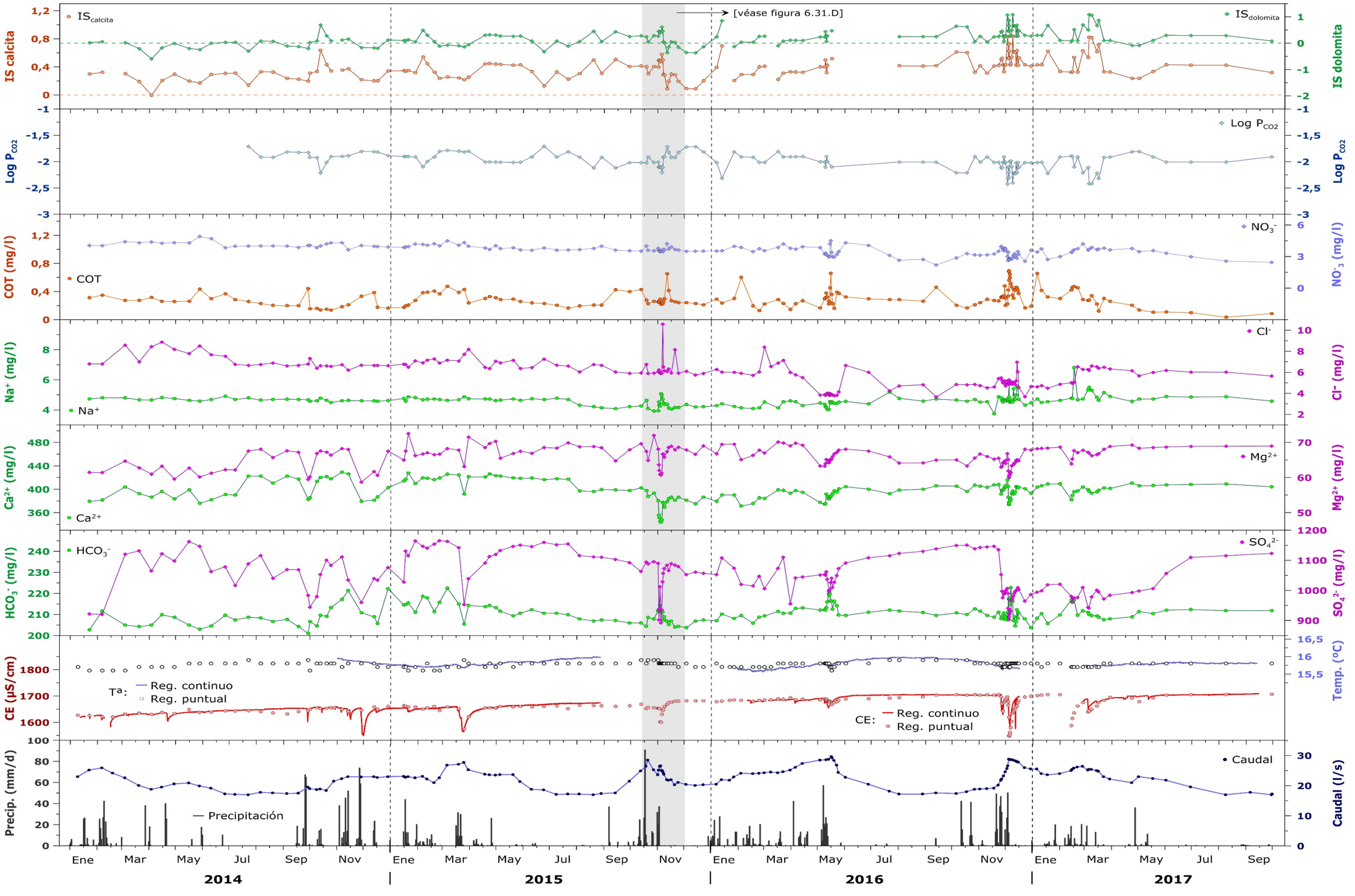


Figura 8.29. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial Charco [M-73]

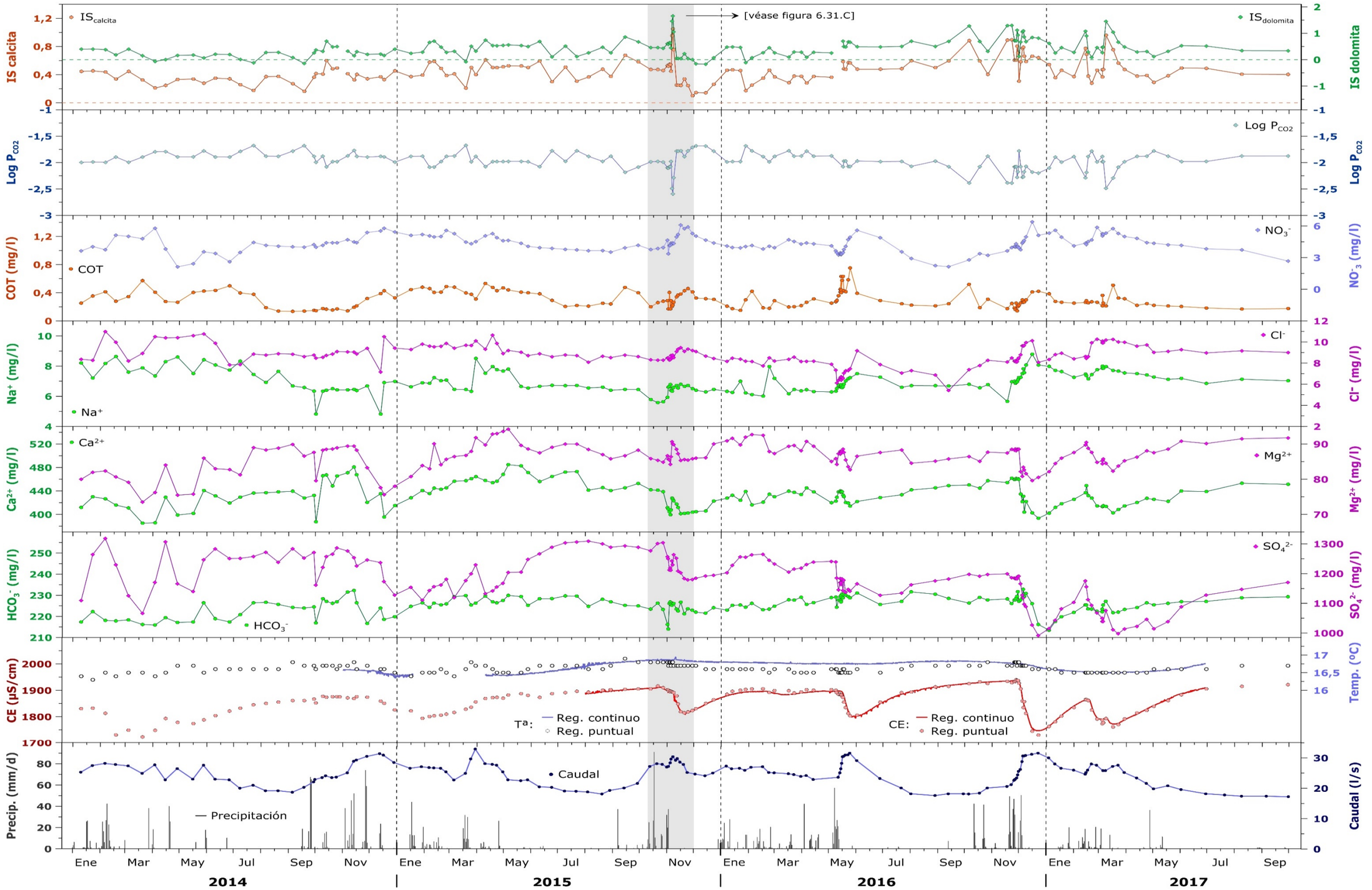


Figura 8.30. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de La Zúa [M-75]

Los valores de COT y NO_3^-, suelen ser mayores en los tres manantiales durante los periodos de recarga, aunque la magnitud del aumento es pequeña (Figs. 8.28, 8.29 y 8.30). Finalmente, las aguas drenadas por los manantiales de la Zona Interna se encuentran sobresaturadas en calcita ($IS_{calcita} > 0$) (Tab. 4.10), lo que es coherente con los afloramientos de travertinos que existen aguas abajo de los puntos de drenaje (Fig. 8.1). Las aguas pertenecientes al manantial de Huertos se encuentran claramente sobresaturadas en dolomita ($IS_{dolomita} > 0$) (Fig. 8.28), mientras que las drenadas por Charco y La Zúa presentan valores entre saturados y próximos al equilibrio (Figs. 8.29 y 8.30).

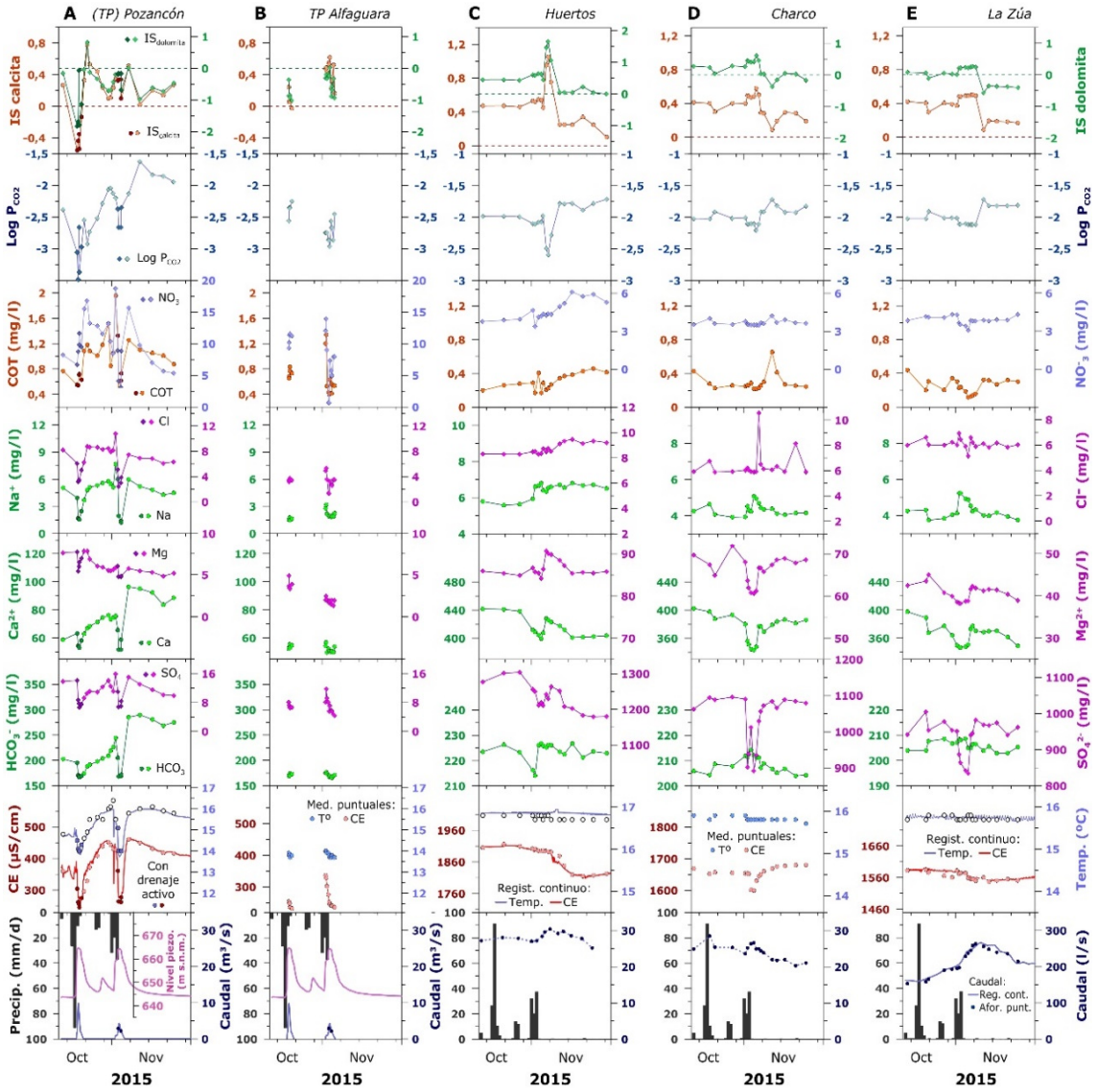


Figura 8.31. Detalle de las crecidas que se registraron entre octubre y noviembre de 2015 en cada uno de los manantiales controlados durante el periodo de investigación

8.6. Composición isotópica de las aguas subterráneas

Durante el periodo de investigación se han determinado los valores de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y el $\delta^{13}C_{TDIC}$ (véase apartado 4.7.1; Tab. 4.11; Tab. 4.12) de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales que drenan el sistema hidrogeológico de la sierra de Jarastepar. El estudio de estos valores y sus variaciones puede aportar información de los procesos de recarga, tipos de flujos y tiempo de permanencia del agua en el acuífero, así como su interacción con la roca (Andreo *et al.*, 2004; Barbieri *et al.*, 2005; Falcone *et al.*, 2008; Musgrove *et al.*, 2010).

8.6.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

Los valores medios de $\delta^{18}O$ en las aguas drenadas por los principales manantiales controlados, correspondientes al periodo de control (2014-2016/17), varían entre -6,8 ‰, en el manantial de Charco [M-73], y -6,4 ‰, en Pozancón [M-62], mientras que los de $\delta^{2}H$ están comprendidos entre -38,9 ‰ y -37,0 ‰ para los mismos puntos (Tab. 4.11).

Las aguas procedentes de las surgencias ubicadas en la Zona Externa presentan mayor variabilidad isotópica, con coeficientes de variación de hasta 8,2 % ($\delta^{18}O$) y 9,8 ‰ ($\delta^{2}H$), ambos en *TP* Alfaguara [M-61]. En el caso de las aguas drenadas por los manantiales permanentes localizados en la Zona Interna, dicho parámetro estadístico no supera el 1,8 % y 1,2 ‰ (Charco -M-73-), respectivamente.

El valor medio del exceso de deuterio (d) está comprendido entre 14,5 ‰, en el manantial de Pozancón [M-62], y 15,3 ‰, en la surgencia de La Zúa [M-75] (véase apartado 4.7.1; Tab. 4.11). En todos los casos, los valores de las aguas subterráneas de los principales manantiales muestran valores de deuterio cercanos a los de la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMoc; $d = 15$ ‰) (Fig. 8.32).

Los datos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas se representan en la figura 8.32, junto con las líneas meteóricas Local (LMLo), elaborada a partir de la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de investigación, Línea Meteórica Mundial (LMM), definida por Craig (1962), y Línea del Mediterráneo occidental (LMMoc), propuesta por Gat y Carmi (1970).

La mayor dispersión de las muestras de agua de las surgencias ubicadas en la Zona Externa respecto a las de la Zona Interna (Fig. 8.32) pone de manifiesto la

existencia de procesos de homogeneización en los flujos de agua que tienen lugar hacia los puntos de descarga que se sitúan en el dominio geológico más al S (Zona Interna). Estos tienen un mayor tiempo de residencia en el sistema, durante el que sufren procesos de mezcla y amortiguación de la señal en la zona saturada del acuífero.

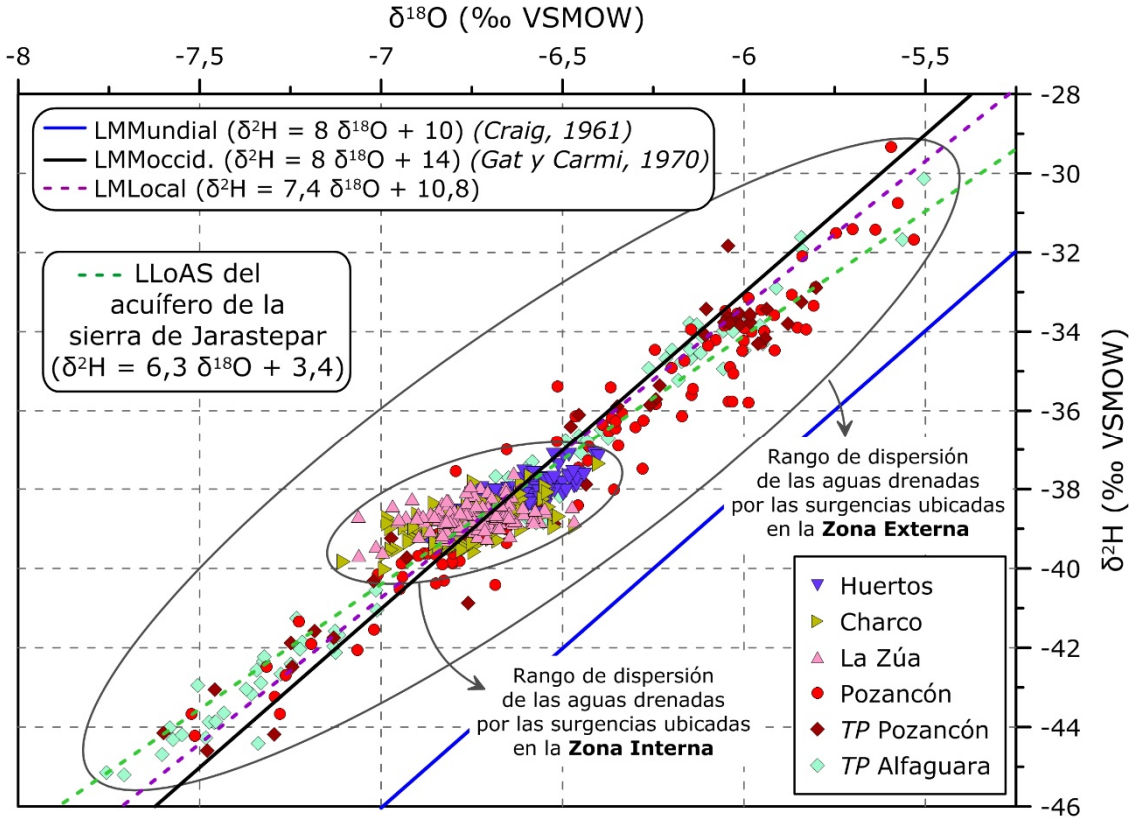


Figura 8.32. Representación de los valores de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y la que se determina como línea local de aguas subterráneas (LLoAS Jarastepar)

Las muestras recogidas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar se sitúan mayoritariamente a lo largo de la Línea Meteórica del Mediterráneo occidental (LMMoc). Esto indica que la recarga del acuífero está influenciada por la lluvia tanto de los frentes nubosos procedentes del Atlántico como de masas de aire que provienen del Mediterráneo, puesto que existen muestras de agua subterránea con excesos de deuterio que alcanzan valores próximos a 15 ‰ (Tab. 4.11). El ajuste lineal de todas las muestras define la que se denomina Línea Local de Aguas Subterráneas del acuífero de Jarastepar, cuya pendiente (6,3) es inferior que las correspondientes a las LMM (8) y LMLocal (7,4), lo que sugiere que

podrían existir ligeros procesos de fraccionamiento isotópico, como la evaporación (Clark y Fritz, 1997), y que podrían tener lugar en las partes más superficiales del acuífero (epikarst). A pesar de ello, dichos procesos no deben ser importantes ya que la diferencia frente a la pendiente de la LMLocal es pequeña.

En la figura 8.33 se representa la evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas de los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar y del agua de lluvia recogida en el pluviocaptor de El Almendral (véase situación en Fig. 3.18). Las variaciones temporales de $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas están relacionadas con las precipitaciones que dan lugar a recarga, de manera que su análisis isotópico permite obtener información en cuanto a procesos de infiltración y de mezcla de aguas en el acuífero (Andreo *et al.*, 2004; Aquilina *et al.*, 2005; Criss *et al.*, 2007).

En las evoluciones temporales de la composición isotópica ($\delta^{18}O$) de los manantiales muestreados en la sierra de Jarastepar se distinguen dos patrones de comportamiento diferentes asociados a la ubicación de las surgencias (Zona Externa e Interna). Por una parte, los valores de $\delta^{18}O$ registrados en los manantiales ubicados en la Zona Externa (-*TP*- Pozancón y *TP* Alfaguara) presentan variaciones rápidas y de mayor amplitud (Fig. 8.33; nótese que el rango del eje *y* es diferente para las surgencias localizadas en la Zona Externa -3 unidades ‰ - e Interna -1 unidad ‰-). Se observa, además, que la evolución isotópica en el agua de los manantiales situados en la Zona Externa es más parecida a la de las precipitaciones que las generan, tanto más cuanto más cuantiosas son (ej. noviembre-diciembre de 2016).

En las surgencias localizadas en la Zona Externa, los primeros episodios significativos de recarga del año hidrológico provocan aumentos en los valores de $\delta^{18}O$ seguidos de descensos progresivos (Fig. 8.33). Esto es coherente con la infiltración de las aguas procedentes de lluvias isotópicamente menos negativas que tienen lugar en los meses cálidos (Plata, 1994), así como con las evaporadas tras el periodo de estiaje en la parte más superficial del acuífero. Estas se mezclan progresivamente con el agua almacenada en la zona saturada del acuífero, con valores más negativos de $\delta^{18}O$. Las precipitaciones más abundantes de la época de recarga, con una composición isotópica más ligera, contribuyen a la generación de respuestas algo más rápidas, por lo que en ocasiones se observan descensos bruscos

de los valores de $\delta^{18}O$ que interrumpen la evolución general. Esto se muestra de forma clara en la surgencia de Pozancón (Fig. 8.33).

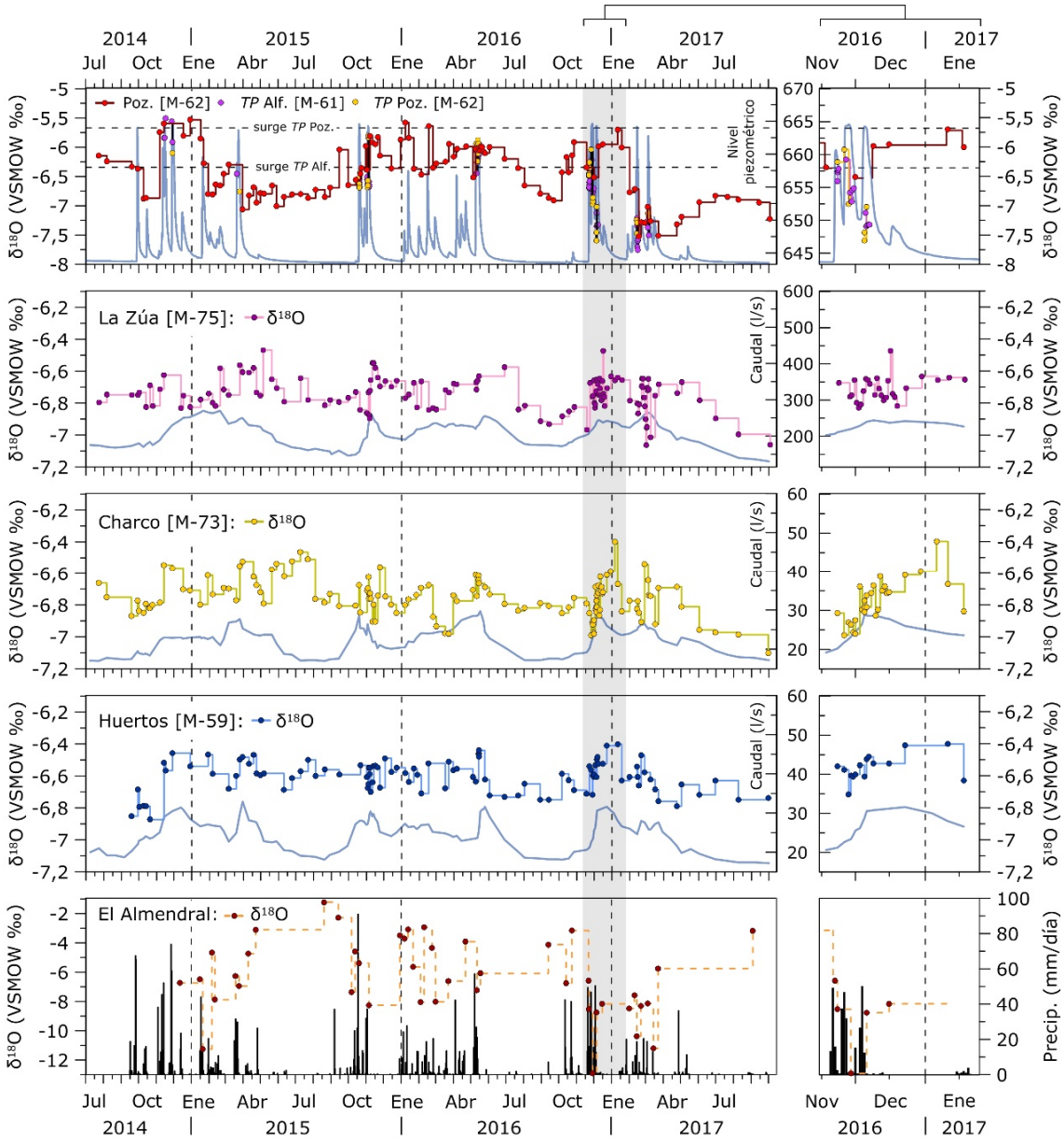


Figura 8.33. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Jarastepar. También se representa los valores de $\delta^{18}O$ correspondientes a las muestras de agua de lluvia recogidas en el pluviocaptor El Almendral (véase apartado 3.2.5.2) y el hidrograma de cada uno de los manantiales. Nótese que los gráficos no presentan el mismo rango para el eje *y* (14 ‰ en el caso de las muestras de lluvia, 3 ‰ para las aguas pertenecientes a las surgencias de la Zona Externa -Pozancón, *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara- y 1 ‰ en las de la Zona Interna -Huertos, Charco y La Zúa-)

Por otra parte, las aguas de los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa, ubicados en la Zona Interna, presentan evoluciones con variaciones más

amortiguadas y de magnitud mucho menor. No obstante, tras los eventos de precipitación más significativos (ej. noviembre-diciembre de 2016), se observan valores isotópicos generalmente más negativos, con una transición lenta hacia una composición menos negativa a medida que desciende la influencia de la recarga (Fig. 8.33).

8.6.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

La composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$) en las aguas de los manantiales controlados (Tab. 4.12) comprende valores entre -14,9 ‰, *TP* Alfaguara [M-61], y -3,2 ‰, Charco [M-73]. Tal y como se ha puesto de manifiesto en el apartado 4.7.2 y en el del agua en el suelo (apartado 8.4), los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ son considerablemente menos negativos en las aguas drenadas por los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) que los correspondientes a las surgencias de la Zona Externa (Pozancón, *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón). La señal isotópica de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del suelo con vegetación tipo C3 es ~ -22 ‰ (Deines, 1980; Drever, 1982; Clark y Fritz, 1997), los resultados obtenidos en el marco de esta investigación han sido ~ -18 ‰ y la de los carbonatos marinos ~ 0 ‰ (Clark y Fritz, 1997). Así, los valores isotópicos menos empobrecidos estarían relacionados con flujos de mayor tiempo de residencia en el interior del acuífero, más próximos al equilibrio con la roca.

Las variaciones temporales de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas subterráneas están relacionadas con las precipitaciones, de manera que su análisis permite obtener información en cuanto a procesos de infiltración y de mezcla de aguas. En la figura 8.34 se representan las evoluciones temporales de los valores de $\delta^{13}C$ en las aguas de los principales manantiales. A grandes rasgos se observa que los valores de $\delta^{13}C$ suelen ser menores durante los periodos de recarga y son cada vez menos negativos a medida que transcurren los meses de verano. En el caso de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna, los mayores valores de $\delta^{13}C$ se registraron en la primera respuesta de los manantiales a los eventos de precipitación significativos (por ejemplo, mayo de 2016), aunque esto no ocurrió siempre. Los valores más negativos de $\delta^{13}C$ tuvieron lugar inmediatamente después, cuando disminuyó la mineralización de las aguas. Esto demuestra que algunos eventos de recarga dan lugar a flujos de "efecto pistón" en dichas surgencias. En el caso del manantial de Pozancón, llama la atención la evolución ascendente de los valores de $\delta^{13}C$ que se registró de noviembre de 2015 a mayo de 2016, posiblemente debido a la existencia de eventos de recarga poco significativos que movilizaron

agua de la zona saturada del acuífero (el nivel piezométrico experimentó varios ascensos), pero no llegaron a ocasionar un ascenso piezométrico suficiente como para que dicha surgencia se activara.

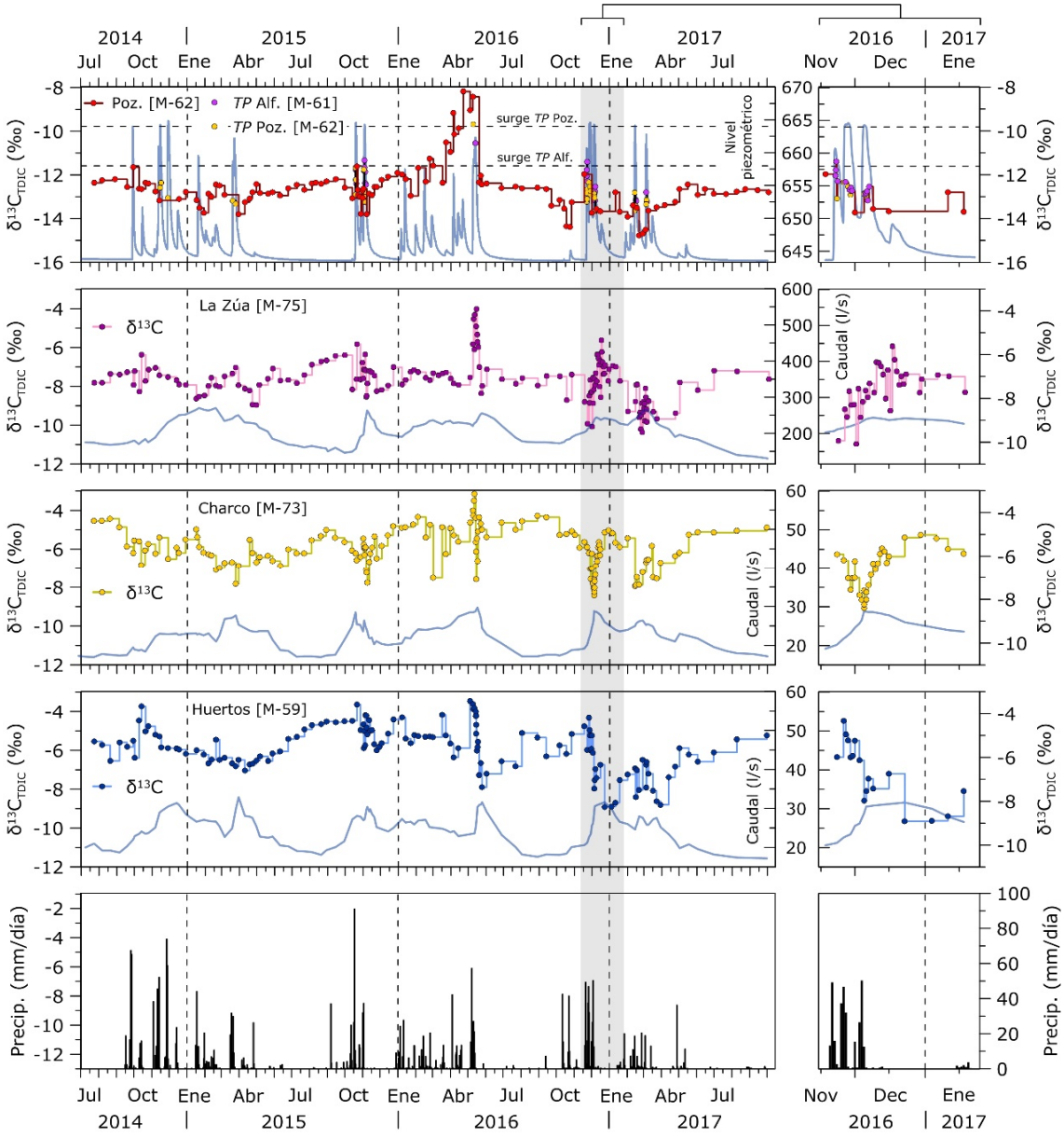


Figura 8.34. Evolución temporal de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Jarastepar. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en la estación meteorológica Jarastepar y el estado hidrodinámico de cada uno de los manantiales

Al contrario de lo que muestra el registro de otros parámetros (caudal, conductividad eléctrica, temperatura, etc.), la variabilidad de los valores de $\delta^{13}C$ registrada (Tab. 4.12) en los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa es mayor que en las surgencias localizadas en la Zona Externa. Esto podría deberse a que la

diferencia entre la marca isotópica del agua recién infiltrada y la que corresponde a aguas de la zona saturada del acuífero, con mayor tiempo de residencia, es superior en las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna que en las de los ubicados en la Zona Externa.

De todo esto se infiere que las aguas procedentes de los manantiales ubicados en la Zona Externa provienen de flujos más rápidos, con un tiempo de residencia más corto y, por lo tanto, con valores de $\delta^{13}C$ más próximos a los del suelo (~ -18 ‰). Sin embargo, las aguas drenadas por las surgencias localizadas en la Zona Interna presentan valores de $\delta^{13}C$ menos negativos que las anteriores, más cercanos a la señal de la caliza (~ 0 ‰). Por ello, deben existir flujos con mayor tiempo de residencia en el acuífero que los anteriores que hagan posible una evolución de dichos valores de $\delta^{13}C$ hacia el equilibrio con la roca almacén. Esto sería consecuencia de la diferencia de permeabilidades y restricciones en el flujo que encuentran a su paso por el contacto geológico mayor entre la Zona Interna y la Zona Externa y por la potente zona saturada del acuífero en este sector.

8.7. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar

Las variaciones bruscas de nivel piezométrico, temperatura, CE y de la mayoría de los parámetros hidroquímicos analizados en las aguas del manantial de Pozancón (*TP* Pozancón) (Fig. 8.26) indican que las rocas carbonáticas de la Zona Externa tienen una capacidad muy baja para modular la señal de infiltración. Los efectos de la recarga se transmiten casi instantáneamente a los manantiales esporádicos (*TP* Pozancón y *TP* Alfaguara) debido al buen desarrollo de los conductos kársticos de la zona no saturada. Esto es coherente con las variaciones de los contenidos de COT y NO_3^-, y con la señal de $\delta^{13}C$, que sugieren una contribución significativa de flujos rápidos desde el suelo y el epikarst en el funcionamiento del acuífero. Además, se infiere que dicho comportamiento también está condicionado por el agua subterránea almacenada en la zona saturada de este sector, como se puede ver por los aumentos de temperatura del agua, de la CE y de las variables hidroquímicas más influyentes (HCO_3^- y Ca^{2+}). Dichos aumentos en la mineralización del agua fueron simultáneos a los de los contenidos en COT y NO_3^-. Por lo tanto, los eventos de recarga provocan una movilización general del agua almacenada previamente en la zona no saturada y saturada del acuífero, ésta última con un espesor potente en el borde SW de la Zona Externa, cerca del

contacto tectónico (véanse cortes geológicos 4-4´, 5-5´ y 6-6´ adjuntos a esta memoria).

Tras eventos de recarga significativos, la red de conductos kársticos de la zona no saturada adquiere particular relevancia en el funcionamiento de la Zona Externa del acuífero, cuando el nivel de agua asciende y supera la cota de drenaje visible. En estas condiciones, los aumentos del gradiente hidráulico proporcionales a la magnitud de la recarga, junto con la elevada conductividad hidráulica detectada en este sector, inducen a modificaciones repentinas de las velocidades de flujo en los conductos kársticos que conducen el agua a los manantiales de tipo *trop-plein.* Así, se establece un sentido de flujo de agua subterránea bien definido (NE-SO) y con alta capacidad de descarga (valores superiores a 20 m^3/s). Como resultado, el agua drenada durante los periodos de descarga visible muestra valores bajos de mineralización y temperatura, pero también contenidos menores en trazadores naturales del suelo. Esto es debido a la lixiviación del suelo y el epikarst durante las lluvias previas y/o porque el volumen de recarga es tan grande que es capaz de diluir sus concentraciones en las aguas subterráneas.

La baja interacción agua-suelo induce a descensos repentinos de los valores de $\log P_{CO2}$ y ligeros aumentos en la señal de $\delta^{13}C$, ya que tiende a estar en equilibrio con la señal de $\delta^{13}C_{CO2}$ de la atmósfera (-8 ‰; Friedli et al., 1986; Cerling et al., 1991; Clark and Fritz, 1997). Esto, a pesar de ser un proceso poco común en acuífero kársticos, ha sido previamente descrito por Banks (2018) en la cuenca del karst de Vadu Crisului, al NO de Rumanía. Finalmente, cuando la respuesta causada por la reciente infiltración comienza a decaer, la descarga disminuye y las características hidroquímicas del agua vuelven a ser similares a las de la zona saturada del acuífero. Cuando se produce el cese del drenaje visible todavía existen flujos por los conductos relacionados con las surgencias esporádicas, como ha podido evidenciarse en los ensayos de trazadores (capítulo 5).

En cambio, los manantiales permanentes situados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) presentan respuestas amortiguadas, que denotan cierta capacidad de regulación natural (Figs. 8.28, 8.29 y 8.30). De ello se podría deducir un comportamiento típico de acuíferos con flujo difuso o fisurado, tras analizar los resultados según criterios hidrogeológicos convencionales (Perrin et al., 2003; Jeannin et al., 2007; Mudarra y Andreo, 2011). Sin embargo, las respuestas de estas surgencias no pueden atribuirse exclusivamente al funcionamiento intrínseco de los materiales carbonáticos en su conjunto, ya que la complejidad geológica en este sector es un factor muy importante a considerar. Las arcillas y areniscas del Flysch,

y las margas y margocalizas cretácicas, junto con la potente zona saturada que existe en este sector hacen que se regulen las transferencias de agua subterránea y atenúen las señales de entrada que provienen de los materiales carbonáticos de la Zona Externa.

Las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas del manantial de La Zúa muestran una evolución geoquímica menor que la de los manantiales de Charco y Huertos. Esto podría ser debido a una mayor influencia en la surgencia de La Zúa de flujos que presentan tiempos de residencia en el acuífero ligeramente menores que en el caso de los otros dos manantiales situados en la Zona Interna. Por lo tanto, debe existir una zona de flujo preferencial, con mayor poder de transferencia hidráulica, al NE del manantial de La Zúa, donde los afloramientos carbonáticos jurásicos y triásicos están separados cartográficamente por tan solo unos metros (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). Además, esto sería coherente con el volumen de descarga y las variaciones de caudal que presenta dicho manantial.

Por lo tanto, el modelo conceptual de funcionamiento de la sierra de Jarastepar propuesto implica un único acuífero, formado por rocas de diferentes edades que pertenecen a distintos dominios geológicos, conectadas hidráulicamente, en el que se pueden distinguir dos tipos de comportamientos hidrogeológicos con diferentes capacidades reguladoras (Fig. 8.35). La mayor parte del drenaje se produce por los manantiales permanentes ubicados a cotas más bajas, en la Zona Interna, en los que las aguas presentan mayor mineralización y temperatura como consecuencia de un mayor tiempo de residencia del agua subterránea en el medio (mayor interacción agua-roca). En condiciones de aguas altas, la geometría del acuífero y la heterogeneidad hidráulica impiden la descarga completa por los manantiales situados en la Zona Interna. Por tanto, se producen fuertes ascensos de nivel piezométrico que da lugar a la activación de los manantiales esporádicos (*trop-plein*) localizados en la Zona Externa, en los que se drenan las aguas más frías y menos mineralizadas.

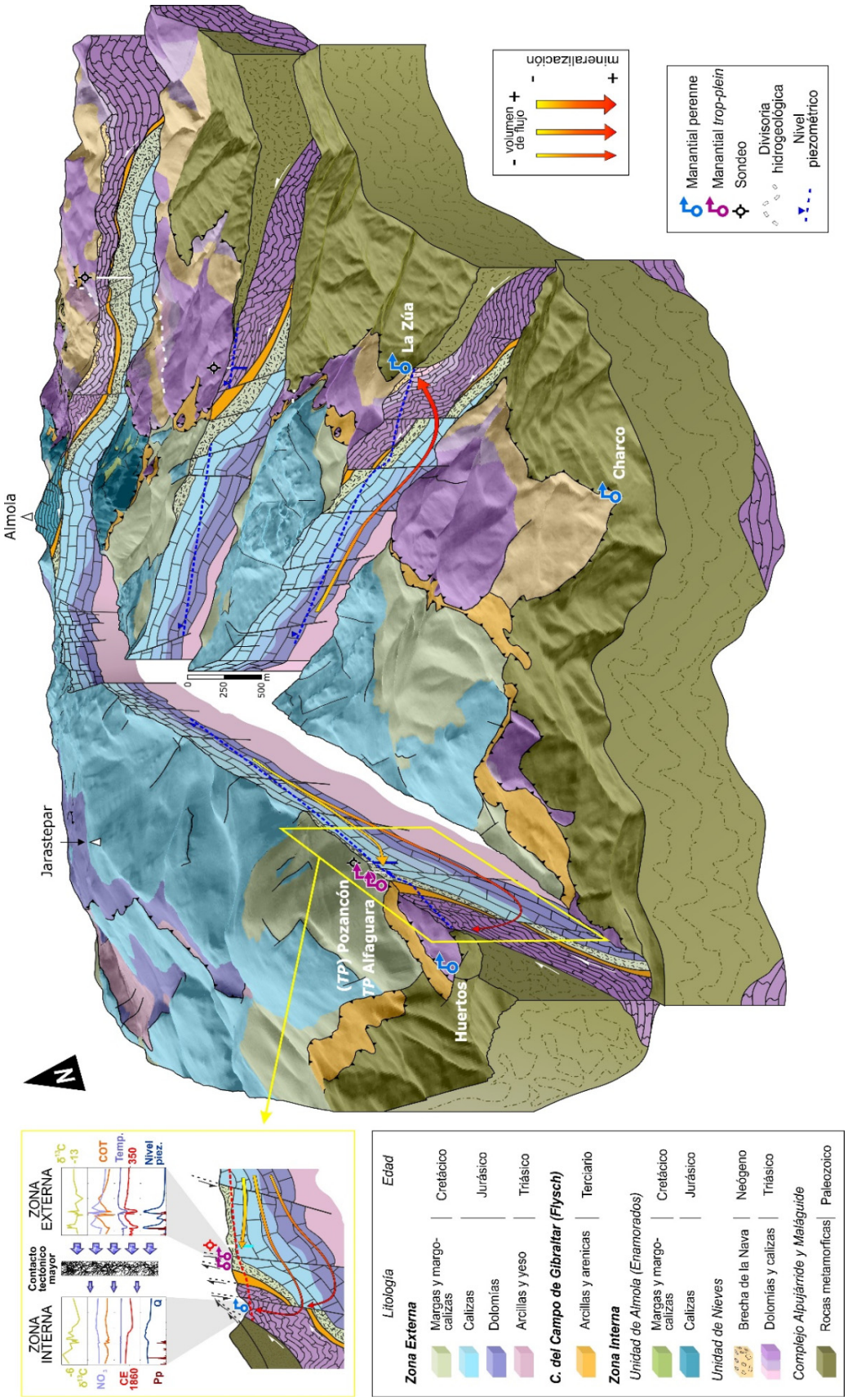


Figura 8.35. Modelo conceptual esquemático del funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar

9. DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

9.1. Consideraciones previas

Existen numerosos estudios que establecen diferentes definiciones para el concepto de "edad del agua subterránea" (Goode, 1996; Etcheverry y Perrochet, 2000; Bethke y Johnson, 2002; Kazemi, *et al.*, 2006). Sin embargo, en esta memoria, dicho término se referirá al lapso de tiempo que transcurre entre el momento en que el agua infiltrada llega a la zona saturada, de modo que se aísla de la atmósfera, y el momento en el que se recoge una muestra en una localización específica (Torgersen, *et al.*, 2013). Generalmente, se espera un aumento de la edad del agua conforme aumenta la profundidad o la distancia al punto de infiltración en la dirección del flujo subterráneo (Clark y Fritz, 1997). Se considera "edad aparente" del agua cuando se supone que la concentración del trazador utilizado para la datación no se ha visto afectada por procesos de mezcla de aguas dentro del acuífero, asumiendo un flujo subterráneo de tipo pistón (Plummer y Busenberg, 2006a). No obstante, lo normal es que exista mezcla de diferentes componentes de flujo ("aguas viejas" y "aguas jóvenes"), además de procesos que pueden modificar la edad aparente de las aguas subterráneas por sorción, dispersión, difusión o degradación del propio trazador (IAEA, 2006). Por todo ello, se debe hacer una distinción entre la edad calculada a partir de la determinación analítica de un trazador en concreto (edad aparente) y la "edad media", cuando se estime la edad de una muestra de agua compuesta por moléculas de distinto recorrido dentro del acuífero y, por tanto, con diferente tiempo de residencia en el medio (Purtschert, 2008).

Las concentraciones de algunos trazadores ambientales en las aguas subterráneas son bajas como consecuencia de su escasa abundancia en la atmósfera y su reducida solubilidad (Labasque *et al.*, 2014a). Esto implica rigurosos protocolos de muestreo y almacenamiento, junto con técnicas analíticas de elevada sensibilidad en las que es imprescindible evitar en todo momento el intercambio gaseoso con la atmósfera. Las diversas metodologías de datación de aguas subterráneas desarrolladas se basan en trazadores ambientales que únicamente son capaces de evaluar ciertos rangos de edad, menos amplios que los que potencialmente pueden llegar a alcanzar las aguas subterráneas (Fig. 9.1). Se debe tener en cuenta que para cada uno de los

trazadores que se utilizan habitualmente en las dataciones, la edad idealizada de las aguas subterráneas se puede convertir de manera relativamente fácil en concentración de dicho trazador. Sin embargo, esto no se puede afirmar de manera inversa debido a la morfología de evolución de la curva de concentración ambiental (o curva de entrada) de estos marcadores, así como por otras razones como la incertidumbre sobre las condiciones de infiltración, la temperatura, altitud o la salinidad, la conversión de una concentración de trazador en la edad del agua subterránea no tiene un único resultado (Fig. 9.1).

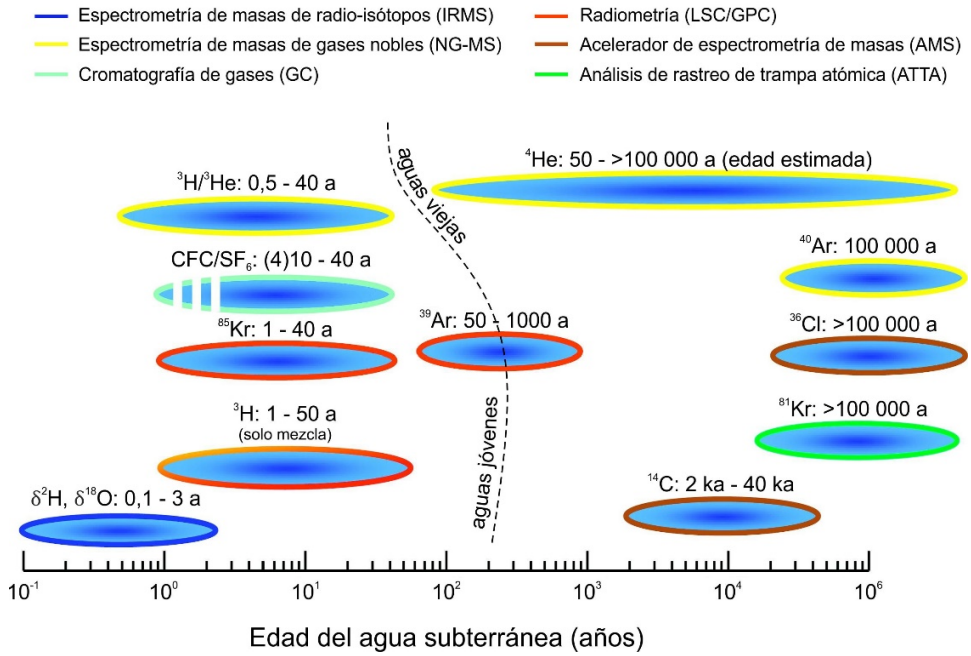


Figura 9.1. Distribución del rango de edades que se pueden datar con trazadores químicos e isotópicos utilizados en las aguas subterráneas. Modificado de Suckow (2014)

Dada esta incertidumbre, lo más correcto es aplicar diferentes técnicas de datación en un mismo estudio. Esto permite llegar a la estimación de una "edad media" más próxima a la realidad, o incluso establecer la edad absoluta de los distintos componentes de mezcla (Corcho Alvarado *et al.*, 2007; Althaus *et al.*, 2009; Sültenfuß *et al.*, 2011; Yager *et al.*, 2013). El uso de varios trazadores naturales es más conveniente, si cabe, en los acuíferos kársticos, donde a la complejidad en el uso de las técnicas analíticas se une la heterogeneidad intrínseca de estos medios. Por ello, durante el periodo de investigación se han considerado diferentes trazadores químicos (CFC y SF_6) e isotópicos (^{3}H, ^{3}He, ^{4}He y ^{14}C), que de forma combinada han ayudado

a precisar la edad media del agua drenada por los manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar.

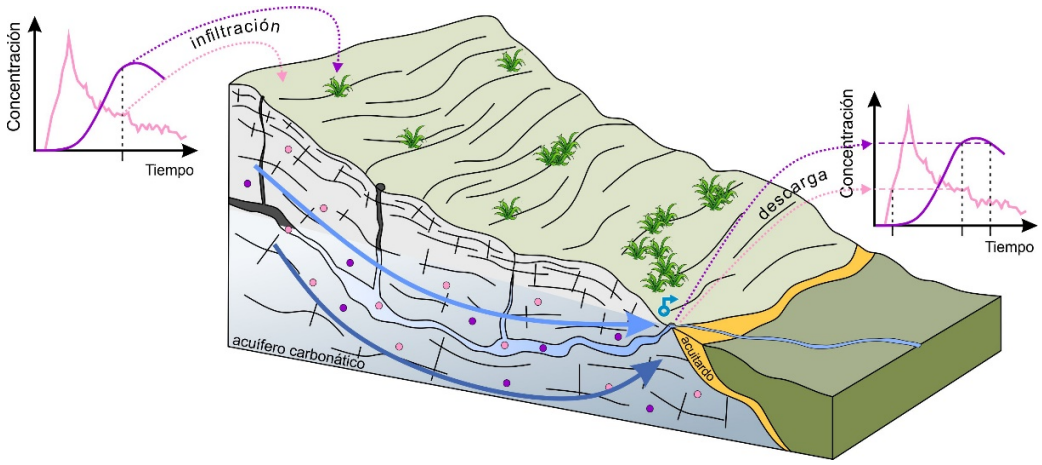


Figura 9.2. Esquema conceptual en el que se muestra la necesidad de combinar en un mismo estudio diferentes técnicas de datación para evitar las incertidumbres que existen en las investigaciones en las que se aplica un único trazador

9.2. Datación con tritio (^{3}H)

9.2.1. Fundamentos metodológicos

El isótopo radiactivo del hidrógeno, ^{3}H (tritio o T), se origina a partir de una reacción nuclear entre el nitrógeno atmosférico y los neutrones térmicos ($^{14}N + n \rightarrow {}^{12}C + {}^3H$; Libby, 1946). El ^{3}H entra en el ciclo hidrológico formando parte de moléculas de agua compuestas por un átomo de hidrógeno estable y otro radiactivo ($^1H^3HO$) que están contenidas en la precipitación (Mook, 2001). Por lo tanto, su presencia en los sistemas acuíferos se debe principalmente de la infiltración de agua de lluvia. El ^{3}H se desintegra por emisión de partículas beta de muy baja energía ($^3H \rightarrow {}^3He + \beta^-$), con un periodo de semidesintegración ($t_{1/2}$) de 12,32 ± 0,02 años (Clark y Fritz, 1997; Lucas y Unterweger, 2000). Debido a este corto periodo de semidesintegración, su uso en hidrogeología se restringe a la investigación de procesos en los que intervienen aguas procedentes de precipitaciones relativamente recientes. Su actividad se expresa en unidades de tritio (UT), que equivale a una concentración de un átomo de tritio en 10^{18} átomos de hidrógeno (1 UT = 0,11813 Bq/l).

En condiciones de equilibrio natural, la concentración de ^3H es inferior a la decena de UT (Roether, 1967). Así, en el entorno mediterráneo varía entre 2 y 4 UT (Castaño y Rodríguez-Arévalo, 2019). Sin embargo, desde 1952 hasta mediados de la década de 1960, las precipitaciones mundiales y, particularmente, las del hemisferio N (Fig. 9.3), alcanzaron concentraciones de ^3H muy superiores (hasta 3 órdenes de magnitud) a las producidas de forma natural, como consecuencia de los ensayos termonucleares realizados en la atmósfera. Esto generó una marca específica en las aguas meteóricas y, por tanto, en las aguas subterráneas. A partir de ese momento, su abundancia en la atmósfera fue disminuyendo como consecuencia de su desintegración radiactiva y por su intercambio molecular entre el aire y el océano (Lipps y Helmer, 1992). Actualmente, la abundancia de ^3H en la atmósfera es similar a la que existía con anterioridad a los ensayos nucleares (Han *et al.*, 2006).

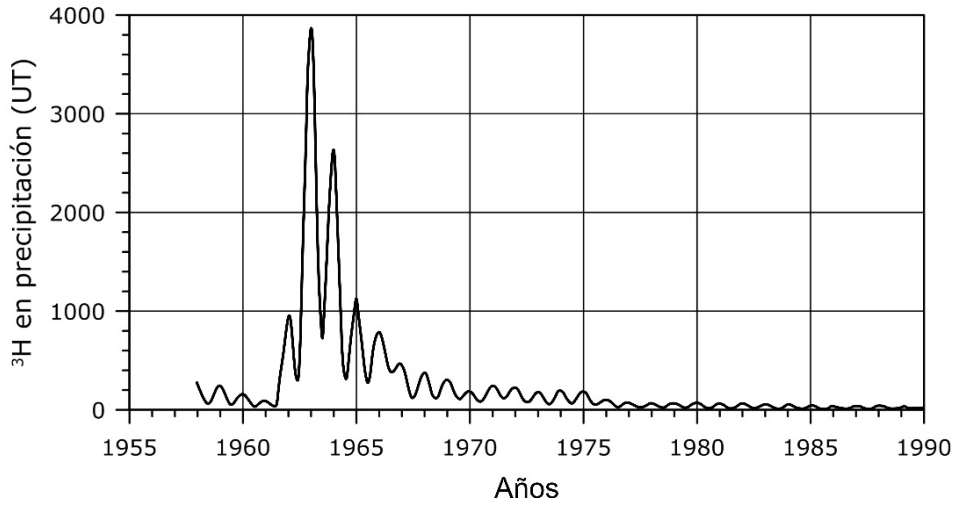


Figura 9.3. Evolución del contenido medio de ^3H procedente de la precipitación sobre la superficie continental del hemisferio N. Tomado de Mook (2001)

Kaufman y Libby (1954) fueron los primeros en reconocer el potencial del ^3H para la datación de aguas subterráneas considerando su concentración natural en la precipitación (N_0), más o menos estable hasta la detonación de las bombas termonucleares, y su constante radiactiva según la ley universal de la desintegración ($N_t = N_0e^{-\lambda t}$). De esta manera, a partir del contenido en ^3H de una muestra de agua subterránea (N_t), se puede estimar el tiempo que transcurrido desde que se produjo la recarga por infiltración en el acuífero hasta el momento en el que se recogió la muestra

(t). Sin embargo, la mezcla de aguas que se infiltraron con posterioridad a 1952 con otras más antiguas, infiltradas previamente a dicha fecha, impide aplicar dicha metodología, ya que la N_0 deja de ser constante (Mook, 2001). Por lo tanto, la evolución temporal del contenido medio de ^3H en las aguas meteóricas puede ser utilizada como función de entrada (infiltración) para estimar tiempos de residencia medios (Clark y Fritz, 1997).

Para interpretar los valores de la concentración de ^3H obtenidos en las aguas subterráneas es necesario conocer los contenidos medios registrados en las precipitaciones de la zona de estudio durante los últimos 70 años. Estas concentraciones son conocidas a partir de la red global de control de isótopos de la precipitación (*Global Network of Isotopes in Precipitation*, GNIP), asociada a la Agencia Internacional de la Energía Atómica (*International Atomic Energy Agency*, IAEA), que comenzaron a tener registro a partir de 1953. En España, estas mediciones son llevadas a cabo por el Centro de Estudios y Experimentación (CEDEX), desde 1970, en diferentes zonas de la península Ibérica. Han sido sistematizadas desde la creación de la Red Española de Vigilancia de Isótopos en Precipitación (REVIP). Sin embargo, el inicio de las series de registro y su continuidad temporal no es la misma en todos los casos. Además, las variaciones espaciales de la concentración de ^3H en las aguas meteóricas están afectadas por factores como la latitud y la continentalidad (Rozanski *et al.*, 1991), por lo que es necesario considerar series de evolución locales para interpretar los valores de ^3H en una región determinada. Los datos para el periodo anterior al año 1970 se determinan correlacionándolos con el modelo general de distribución de ^3H en las precipitaciones para el hemisferio N, obtenido a partir de los datos de GNIP. En el caso de este trabajo se han utilizado los datos procedentes de las estaciones con los registros más extensos: Ottawa (Canadá), desde 1953, y Viena (Austria), desde 1960.

En la figura 9.4 se muestra la distribución espacial de la actividad de ^3H en la precipitación de España para los años 2000, 2007 y 2016 (Castaño y Arévalo-Rodríguez, 2019). Se observa que los valores de dicho isótopo presentan un ligero incremento hacia el E, reflejo de la circulación preferente de los principales frentes que dan origen a la precipitación en España, aunque no podría descartarse cierta influencia de la cantidad de precipitación (menor en la franja Mediterránea), y la recirculación del ^3H por evapotranspiración (recirculación del vapor de agua). La mayoría de las estaciones de

registro situadas a mayor altitud presentan valores de ^{3}H más bajos y homogéneos que las localizadas a cotas más bajas (Castaño y Arévalo-Rodríguez, 2019). La concentración de la actividad de ^{3}H registrada en la precipitación en la última década ha alcanzado los valores naturales propios de un origen cósmico (Fig. 9.4.C).

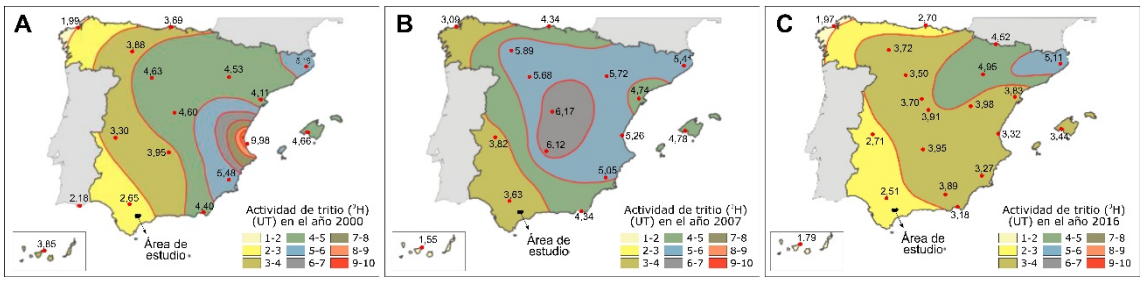


Figura 9.4. Distribución espacial de la concentración media de ^{3}H en las aguas meteóricas de España para los años 2000 (A), 2007 (B) y 2016 (C). Modificado de Castaño y Rodríguez-Arévalo (2019)

9.2.2. Resultados de las dataciones con ^{3}H

Durante el periodo de estudio se han realizado un total de 12 determinaciones de ^{3}H en 5 puntos de muestreo diferentes, de los cuales 4 corresponden a aguas subterráneas de los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar (Pozancón -Zona Externa-, Huertos, Charco y La Zúa -Zona Interna-), y 1 a las aguas de lluvia que se recogen junto a la estación meteorológica de Jarastepar (véase mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria).

Se realizaron 2 campañas de muestreo de agua de lluvia durante eventos de recarga significativa (octubre de 2015 y enero de 2016) mientras que para la determinación de ^{3}H de las aguas subterráneas se llevaron a cabo 3 campañas (Fig. 9.5; Tab. 9.1): una a finales del estiaje (agosto de 2015), otra tras las primeras lluvias del año hidrológico (octubre de 2014) y, la última, en aguas intermedias-altas (diciembre de 2016). El agua de la surgencia de Pozancón se muestreó únicamente en la primera campaña (octubre de 2014).

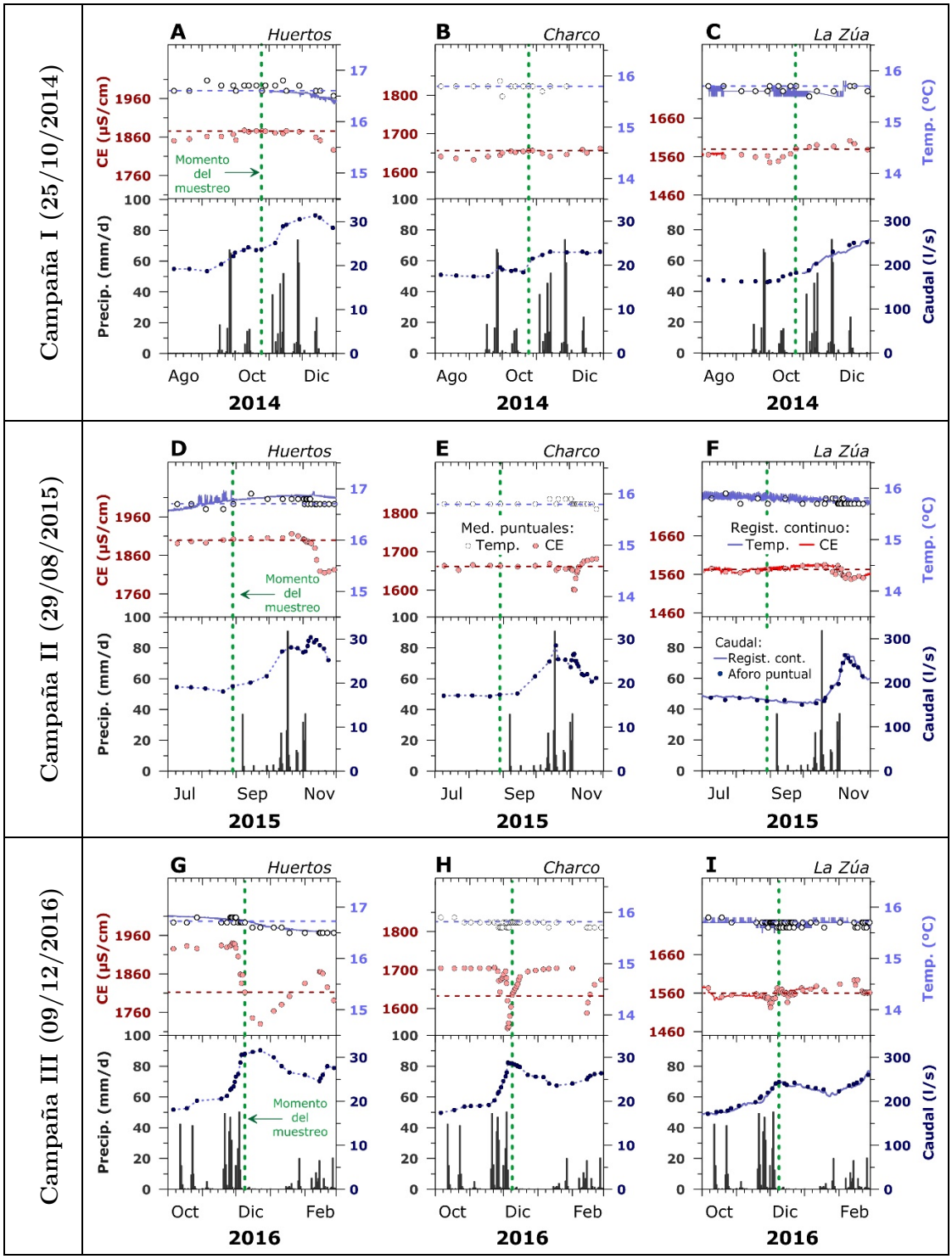


Figura 9.5. Situación hidrodinámica, conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua en los manantiales situados en la Zona Interna en las tres campañas de muestreo efectuadas para la determinación de trazadores que permiten datar las aguas subterráneas

Todas las muestras analizadas de las aguas subterráneas presentaron concentraciones de ^{3}H ligeramente superiores a las determinadas en la precipitación (1,31 UT) (Tab. 9.1). Los valores medios de ^{3}H de las aguas correspondientes a los principales manantiales están comprendidos entre 1,83 UT en el manantial de Huertos y 2,15 UT en Pozancón. En la figura 9.6 se representan las concentraciones de ^{3}H determinadas en esta investigación frente a los valores correspondientes de la recarga durante las últimas décadas en las estaciones de referencia.

Punto	**Ref.**	**Fecha**	**Tritio (UT)**	**Error (UT)**	**Tritio$_m$ (UT)**	**Error$_m$ (UT)**
Lluvia		14/10/2015	1,30	± 0,04		
1317	[CEHIUMA-J]				1,31	± 0,04
(m s.n.m.)		21/01/2016	1,31	± 0,04		
Pozancón						
643	[M-62]	25/10/2014	2,15	± 0,04	2,15	± 0,04
(m s.n.m.)						
Huertos		25/10/2014	2,10	± 0,04		
560	[M-59]	29/08/2015	1,74	± 0,04	1,83	± 0,04
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,65	± 0,04		
Charco		25/10/2014	2,46	± 0,05		
589	[M-73]	29/08/2015	2,06	± 0,05	2,13	± 0,05
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,87	± 0,05		
La Zúa		25/10/2014	2,23	± 0,05		
603	[M-75]	29/08/2015	1,94	± 0,05	1,97	± 0,05
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,74	± 0,05		

Tabla 9.1. Resultados de la determinación de ^{3}H en las muestras de agua subterránea drenadas por las principales surgencias del acuífero de la sierra de Jarastepar y del agua de lluvia recogida en el pluviocaptor de Jarastepar. *Tritio$_m$*, valor medio del contenido en tritio; *Error$_m$*, valor medio del error analítico

Con el fin de establecer una comparación entre los valores de ^{3}H de las aguas de recarga que han tenido lugar en el área de estudio y las correspondientes a las surgencias principales, se ha calculado una función de entrada de ^{3}H para el S de España. Para ello, se han utilizado los valores mensuales de ^{3}H registrados en las estaciones de la GNIP ubicados en la parte meridional de la Península Ibérica (IAEA/WNO, 2017). Al no disponer de datos de ^{3}H anteriores a 1960 en ninguna estación de control en España, los valores anteriores a dicha fecha han sido completados mediante correlación lineal con la de Ottawa (Canadá), ya que es la serie más antigua

que existe. Además, la función de entrada se ha escalado a fecha de 2016 (último año con registro de datos), de modo que se han calculado los valores de ^{3}H que corresponderían a la precipitación acontecida a lo largo de toda la serie de registro en el año 2016 como consecuencia de la desintegración radiactiva que sufre este isótopo (Fig. 9.6).

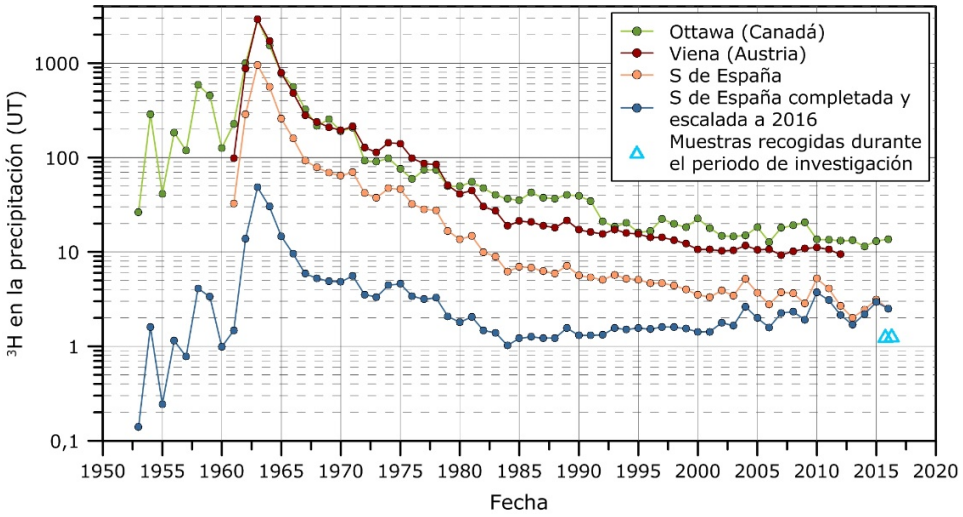


Figura 9.6. Evolución de la concentración anual media de ^{3}H en el agua de lluvia, ponderada por la cantidad de precipitación registrada en las estaciones del GNIP en Ottawa, Viena y S de España, y valores de ^{3}H de las aguas meteóricas tomadas en la zona de recarga del área de estudio durante el periodo de investigación. Incluye la evolución del contenido en ^{3}H de la precipitación en el S de España, completada por correlación lineal con la de Ottawa y escalada a concentración de 2016

Generalmente, la descarga de agua subterránea a través de los manantiales suele ser el resultado de la convergencia de flujos subterráneos de diferentes edades. Así, lo correcto sería establecer un periodo medio de residencia o edad aparente, y no atribuirle una edad absoluta, que sería el caso ideal de flujo subterráneo de pistón (Suckow, 2014; Akesson *et al.*, 2015). Con el objetivo de excluir las marcadas variaciones de la función de entrada establecida para el S de España se ha calculado una media móvil ponderada (MMP) para 5 años (Fig. 9.7), con una distribución de pesos cuasinormal. Para ello, se ha asumido que cada muestra de agua subterránea se compone de la recarga ocurrida durante varios años sucesivos, pero con una mayor aportación de los años centrales y menor en los extremos (Clark y Fritz, 1997).

En la figura 9.7 se representan los valores de ^{3}H determinados en las aguas recogidas en la sierra de Jarastepar y la función de entrada estimada para el S de

España escalada a 2016, así como su media móvil ponderada para reducir la variabilidad. Además, se muestra la actividad de ^{3}H en las aguas meteóricas tomadas por Gil-Márquez (2018) a 100 km al NE del área de estudio, ya que las aguas de precipitación recogidas en la sierra de Jarastepar fueron tomadas tras lluvias muy abundantes. Esto conllevó que mostraran un contenido en tritio ^{3}H bajo, que no es representativo la actividad media de ^{3}H en el agua de infiltración.

En general, las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales quedan situadas por debajo de la función de entrada calculada para el S de España (Fig. 9.7). Esto indica que, a pesar de la variabilidad que presentan, el agua drenada por las surgencias no ha sido infiltrada totalmente durante los años inmediatamente anteriores al muestreo, pero sí existe una parte mayoritaria de estas aguas que se infiltró con posterioridad a 1953. Lo razonable sería asumir que existe una mezcla de componentes de flujo de diferentes edades, de manera que es probable que los manantiales estuvieran drenando aguas que pudieron infiltrarse desde los últimos años de la década de los 1970 hasta la actualidad (Fig. 9.7).

Las aguas recogidas en la primera campaña de muestreo (octubre de 2014), tras las primeras precipitaciones intensas del año hidrológico (Fig. 9.5.A, B y C), presentaron los mayores valores de ^{3}H detectados (Tab. 9.1; Fig. 9.7). Además, se registraron valores de conductividad eléctrica algo más elevados que los correspondientes al término de los meses de estiaje (Fig. 9.5.A, B y C). La segunda campaña de muestreo tuvo lugar al final de los meses de verano (agosto de 2015), cuando no existe recarga previa, por lo que las surgencias se encontraban en condiciones de agotamiento (Fig. 9.5.D, E y F). En esta campaña se determinaron concentraciones de ^{3}H algo menores que en el caso anterior (Tab. 9.1; Fig. 6.42). Finalmente, en la última campaña, tras un periodo excepcional de lluvias (diciembre de 2016), las actividades de ^{3}H fueron las más bajas detectadas durante el periodo de estudio (Tab. 9.1; Fig. 9.7). Estas coincidieron con los menores valores de conductividad eléctrica registrados ya que se produjeron diluciones notables en las aguas de los manantiales (Fig. 9.5.G, H e I), principalmente en las surgencias de Huertos y Charco.

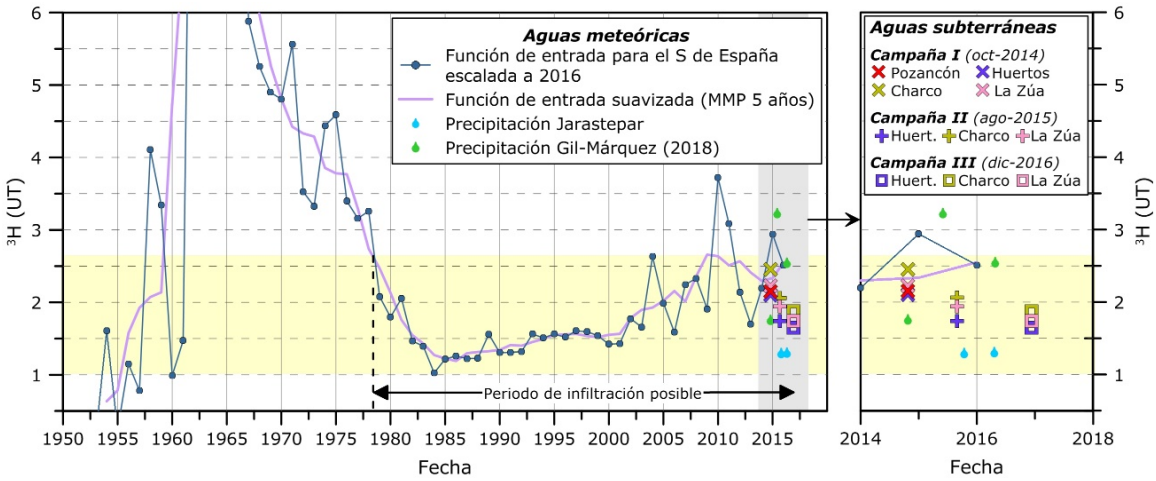


Figura 9.7. Concentración en ^{3}H de las aguas analizadas durante el periodo de investigación. Se incluye la función de entrada suavizada mediante la media móvil ponderada (MMP) de 5 años, calculada a partir de la evolución de ^{3}H en la precipitación obtenida para el S de España (Fig. 9.6)

Se ha relacionado la concentración de ^{3}H en las aguas de los manantiales localizados en la Zona Interna con su conductividad eléctrica y caudal en el momento del muestreo (Fig. 9.8). En el primer caso (Fig. 9.8.A), se muestra una relación positiva entre la conductividad eléctrica y el contenido en ^{3}H de las aguas. Esto podría indicar que las muestras más mineralizadas disponen de un mayor aporte de flujos subterráneos infiltrados al final de la década de los 1970 o principios de los 1980 (Fig. 9.7), por lo que suponen un mayor tiempo de permanencia en el acuífero con la consecuente disolución de minerales. Por otra parte, las que menores valores de conductividad eléctrica y de actividad de ^{3}H corresponderían a aguas infiltradas con posterioridad a las anteriores.

En el caso de la relación del contenido en ^{3}H respecto al caudal se observa una tendencia a la disminución de dicho isótopo a medida que aumenta el volumen de agua drenado por unidad de tiempo. Esto explicaría que las muestras tomadas en condiciones hidrodinámicas altas dispongan de una mayor proporción de flujos de aguas subterráneas de reciente infiltración frente a las que corresponden a condiciones de aguas bajas. No obstante, el número de muestras consideradas para la determinación de ^{3}H debería ser mayor para extraer conclusiones sólidas.

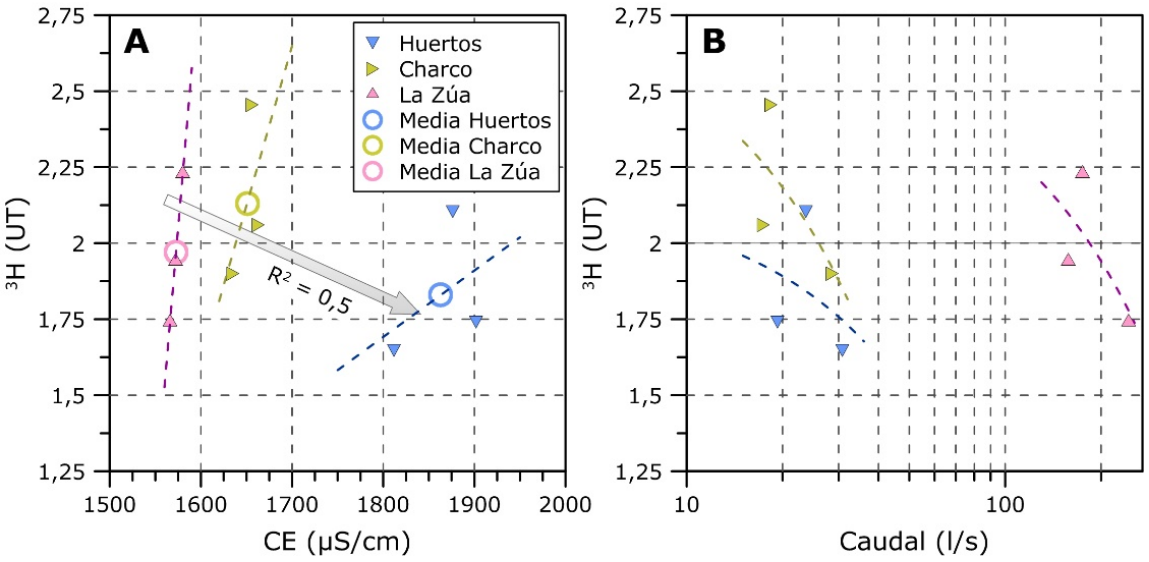


Figura 9.8. Relación del contenido en ^{3}H de las muestras recogidas en los manantiales localizados en la Zona Interna del área de estudio frente a su conductividad eléctrica –CE- (A) y (B) caudal en el momento del muestreo

El análisis de los datos hidrodinámicos, hidroquímicos e hidrotérmicos registrados en los manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar, así como los ensayos de trazadores llevados a cabo han mostrado un comportamiento marcadamente kárstico en el manantial de Pozancón. Por tanto, el valor de ^{3}H detectado debe relacionarse con componentes de flujo generadas por infiltración relativamente reciente, coherente con la actividad de ^{3}H media del agua de lluvia. Por otra parte, el análisis conjunto de los datos registrados en las aguas drenadas por las surgencias situadas en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa), a pesar de disponer de concentraciones de ^{3}H similares a la registrada en Pozancón, se interpreta como la existencia de una convergencia de flujos con un tiempo de residencia en el acuífero considerablemente mayor que en el caso anterior.

Por tanto, el estudio de las variaciones de la actividad de ^{3}H en las aguas subterráneas, considerado de manera unilateral, no sirve para una datación precisa. Como ya se comentó con anterioridad, lo más adecuado es combinar distintos trazadores naturales para la estimación de la "edad media". Además, se debería realizar un muestreo sistemático durante los periodos en los que las condiciones hidrogeológicas cambian. De esta manera se dispondría de un número de muestras suficientes para

extraer conclusiones relevantes y profundizar en el conocimiento hidrogeológico del acuífero.

9.3. Datación según la relación $^3H/^3He$ y la concentración de ^4He

9.3.1. Fundamentos metodológicos

Los primeros autores que propusieron un método de datación de aguas subterráneas basado en la relación $^3H/^3He$ fueron Tolstikhin y Kamensky (1969), pero no se generalizó su uso hasta que Clarke *et al.* (1976) unificaron los procedimientos experimentales para la determinación de ^3He.

El ^3He es un isótopo estable y químicamente inerte, producto de la desintegración del ^3H. Sin embargo, el ^3He que existe en las aguas subterráneas puede provenir de diversas fuentes, además de las ya mencionadas, que se enumeran a continuación:

-$^3He_{eq}$: es la concentración de ^3He en el agua en condiciones de equilibrio con la atmósfera. Se calcula a partir de las ecuaciones de solubilidad de Weiss (1971) y varía en función de la temperatura, salinidad y presión atmosférica que se asume en el momento de la infiltración.

-$^3He_{ex}$: durante el flujo que tiene lugar a través de la zona vadosa, el agua de infiltración puede arrastrar o atrapar burbujas de aire que posteriormente se disuelven en ella. Este componente de gas disuelto se denomina "exceso de aire" (Heaton y Vogel, 1981; Holocher *et al.*, 2002). El porcentaje de los componentes gaseosos disueltos en la muestra puede estimarse a partir del exceso de neón (ΔNe) puesto que este proviene únicamente de la atmósfera y de la zona vadosa. ΔNe se refiere a la desviación de la concentración de Ne determinada en la muestra respecto a la teórica calculada para las condiciones de equilibrio con la atmosfera (Ne_{eq}):

$$\Delta Ne = \left(\frac{Ne_{muestra}}{Ne_{eq}} - 1\right) \cdot 100 \qquad \text{(ecuación 10)}$$

Así, si se obtienen valores de ΔNe negativos significa que se ha producido una pérdida de gases en el agua muestreada, bien sea de manera natural o durante la recogida o el procesado de la muestra.

-$^{3}He_{rad}$: se trata del ^{3}He radiogénico, el cual proviene de la desintegración radiactiva del uranio y el torio en la corteza terrestre. Durante la descomposición del uranio natural ($^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$) se emiten partículas alfa que generan la producción de ^{4}He, de manera que se espera que la concentración de ^{4}He aumente a lo largo de la trayectoria de flujo. Sin embargo, no es posible la datación precisa de las aguas subterráneas usando el $^{4}He_{rad}$, ya que su tasa de acumulación depende de factores poco conocidos como las concentraciones de U y Th de la roca acuífera y su porosidad (Solomon *et al.*, 1996; Castro *et al.*, 2000). Las concentraciones de $^{3}He_{rad}$ suelen ser bajas y pueden ser estimadas a partir de las de $^{4}He_{rad}$, ya que la relación de $^{3}He/^{4}He$ en las aguas subterráneas es de aproximadamente $2 \cdot 10^{-8}$ (Clarke *et al.*, 1976; Mamyrin y Tolstikhin, 1984), aunque puede variar entre $1 \cdot 10^{-8}$ (Akesson *et al.*, 2015) y $1 \cdot 10^{-7}$ (Visser *et al.*, 2014).

Por tanto, la concentración de $^{3}He_{trit}$ en las aguas subterráneas se calcula de modo:

$$^{3}He_{trit} = {}^{3}He_{muestra} - {}^{3}He_{eq} - {}^{3}He_{ex} - {}^{3}He_{rad} \qquad \text{(ecuación 11)}$$

El cálculo de la concentración del $^{4}He_{rad}$ es imprescindible para la estimación del $^{3}He_{rad}$. Es necesario conocer la concentración de ^{4}He en equilibrio teórico con la atmosfera ($^{4}He_{eq}$), obtenido a partir de las ecuaciones de solubilidad de Weiss (1971), y la de exceso ($^{4}He_{ex}$), derivada de ΔNe:

$$^{4}He_{rad} = {}^{4}He_{muestra} - {}^{4}He_{eq} - {}^{4}He_{ex} \qquad \text{(ecuación 12)}$$

No obstante, es posible, aunque poco frecuente, que exista ^{4}He en las aguas subterráneas con un origen diferente a los mencionados, como el que tiene lugar por ascenso de material del manto a favor de fallas tectónicamente activas o zonas de vulcanismo, y que no haya sido considerado. Por ello, se podría producir una sobreestimación del valor de $^{4}He_{rad}$ y, como consecuencia, una infravaloración de $^{3}He_{trit}$ y de la edad estimada a partir de la relación $^{3}H/^{3}He$ (Fig. 9.9). Para el cálculo de la edad aparente (τ) según dicha relación, definida como el tiempo que transcurre entre el último contacto de un agua subterránea con la atmósfera y el momento de su muestreo, se utiliza la siguiente ecuación:

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{^{3}He_{trit}}{^{3}H}\right) \qquad \text{(ecuación 13)}$$

donde $\lambda = ln(2)/t_{1/2}$ es la constante de desintegración del ^{3}H y $t_{1/2}$ representa el periodo de semidesintegración del ^{3}H (12,32 años; Lucas y Unterweger, 2000).

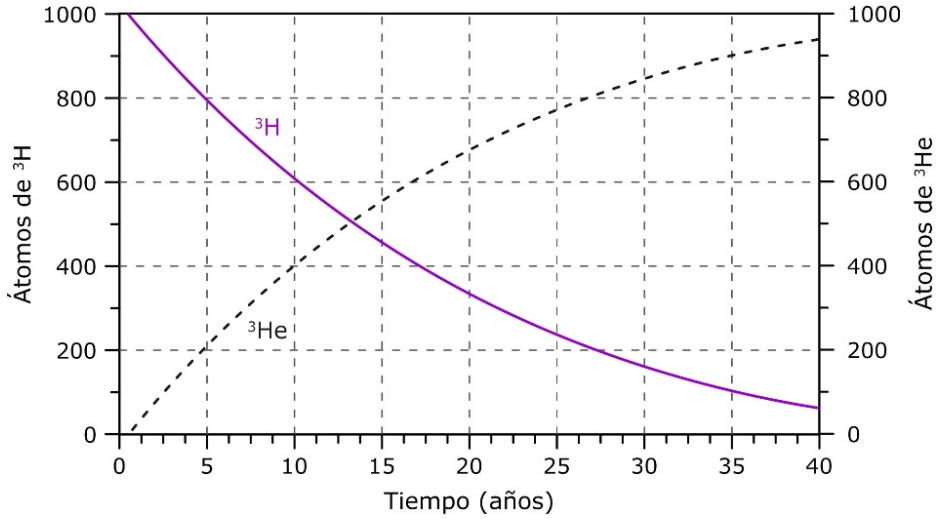


Figura 9.9. Evolución de la descomposición de tritio (^{3}H), con una vida media de 12,32 años, y crecimiento del producto secundario de dicho proceso (^{3}He). La suma de ambos isótopos en cualquier momento será igual al valor de ^{3}H inicial

El mayor inconveniente de esta técnica de datación es la facilidad de difusión del ^{3}He en el agua (Schlosser *et al.*, 1989; Ekwurzel *et al.*, 1994), mientras que una de las ventajas que ofrece es que la relación ^{3}H/^{3}He no es dependiente de la función de entrada del ^{3}H. Además, permite datar con un margen del 10 % las aguas infiltradas con posterioridad a 1990, lo que no es posible con otros trazadores de aguas jóvenes, como los clorofluorocarbonos (Han *et al.*, 2006). Otro de los aspectos positivos es que las fuentes de contaminación de ^{3}H de origen antropogénico distintas a la atmosférica son poco frecuentes y, además, no modifican el cálculo de su fecha de infiltración (Althaus *et al.*, 2009). Ninguno de los dos isótopos (^{3}H y ^{3}He) son afectados por mecanismos de sorción, ni por procesos de degradación química ni biológica, lo que le convierte en uno de los métodos de datación de aguas subterráneas más fiable (Han *et al.*, 2006).

La abundancia de ^{3}H y ^{3}He en las aguas subterráneas depende casi exclusivamente de la recarga ocurrida en las últimas 6 décadas, siempre que no exista un aporte de $^3He_{rad}$ por parte de aguas más viejas en un orden de magnitud próximo al $^3He_{trit}$. Por tanto, la relación de ^{3}H/^{3}He utilizada para el cálculo de la edad de la fracción

joven del agua subterránea (posterior a 1953) raramente se ve afectada por procesos de mezcla con aguas viejas (anteriores a 1953) y, consecuentemente, tampoco lo hace la edad aparente estimada a partir de dicha metodología (Kamensky *et al.*, 1991; Cook y Solomon, 1997). Cabe destacar que los valores de temperatura y presión atmosférica en el momento de la recarga, necesarios para el cálculo de $^{3}He_{eq}$ y la estimación del exceso de aire, pueden afectar al resultado de la relación $^{3}H/^{3}He$ (Ballentine y Hall, 1999; Visser *et al.*, 2014). La sensibilidad de la edad de $^{3}H/^{3}He$ a la temperatura de infiltración es de 0,5 años/ºC y de -0,25 años/cm^3kg^{-1} (Cook y Solomon, 1997). Por tanto, es importante conocer las áreas de infiltración y las condiciones climáticas para minimizar el error metodológico.

Finalmente, conviene mencionar que la desintegración radiactiva del ^{3}H comienza en la zona no saturada, pero el $^{3}He_{trit}$ no se preserva hasta que el flujo alcanza la zona saturada del acuífero. Por ello, en sistemas en los que el nivel piezométrico está profundo, o en los que el desplazamiento por la zona no saturada es lento, la edad estimada a partir de la relación $^{3}H/^{3}He$ será algo inferior a la real, tanto como el tiempo de tránsito a través de la zona no saturada del acuífero (Cook y Solomon, 1997). Por otra parte, el isótopo de ^{4}He es generado de forma natural en el interior de la corteza terrestre a partir de la descomposición del ^{238}U, ^{235}U y ^{232}Th. Tras el descubrimiento de la radioactividad de estos isótopos y debido a su periodo de semidesintegración (107-109 años) se propuso como método para datar aguas muy antiguas, entre 103 y 108 años (Hurley, 1954; Andrews y Lee, 1979; Torgensen y Clarke, 1985). Dicha técnica está basada en el proceso de acumulación progresiva de $^{4}He_{rad}$ en las aguas subterráneas en función del contacto entre estas y las formaciones que contengan dichos elementos (Solomon, 2000), siempre y cuando las aportaciones de ^{4}He de fuentes distintas a la radiogénica sean despreciables en comparación a esta (Torgersen y Stute, 2013).

La concentración de ^{4}He en la atmósfera es de 5,239 ± 0,005 ppmv (Mamyrin y Tolstikhin, 1984). El agua de lluvia presenta un valor de ^{4}He en equilibrio con la atmósfera que varía, en primer lugar, cuando ocurre la infiltración a través del suelo ($^{4}He_{eq}$ y $^{4}He_{ex}$) y, en algunos casos, con la incorporación del ^{4}He procedente del manto terrestre ($^{4}He_{man}$). Las diferentes relaciones de $^{3}He/^{4}He$ de cada una de las posibles fuentes de ^{4}He en las aguas subterráneas pueden servir para conocer si las aportaciones de estas son significativas. Por ello, si la concentración de ^{4}He en la muestra es

principalmente $^{4}He_{eq}$ y $^{4}He_{ex}$, la relación $^{3}He/^{4}He$ debe ser próxima a la del valor atmosférico de $1{,}384 \cdot 10^{-6}$ (Clarke *et al.*, 1976). Conforme aumenta el tiempo de contacto entre el agua subterránea y la roca, esta relación va disminuyendo y se aproxima a la derivada de la liberación de He_{rad}, con un valor aproximado de $2 \cdot 10^{-8}$ (Ballentine y Burnard, 2002). Por último, si durante su recorrido a través del acuífero ha recibido aportes de $^{4}He_{man,}$ la relación $^{3}He/^{4}He$ ascenderá de manera notable hasta un valor de $1{,}4 \cdot 10^{-5}$ (Ozima y Podosek, 1983).

9.3.2. Resultados de las dataciones según la relación $^{3}H/^{3}He$ y la concentración de ^{4}He

Se tomaron un total de 9 muestras de agua subterránea para su datación a partir de la relación $^{3}H/^{3}He$ y la concentración de ^{4}He, todas ellas pertenecientes a los manantiales localizados en la Zona Interna (Tab. 9.2). Las campañas de muestreo fueron las mismas que para el análisis de ^{3}H (Tab. 9.1; Fig. 9.5).

Las concentraciones de Ne determinadas en todas las muestras son superiores a su concentración en equilibrio con la atmósfera ($\Delta Ne > 0$ %). Los valores medios de dicho gas se encuentran entre 29 y 35 % por encima del equilibrio. Se tomaron 2 réplicas de cada muestra y los valores de ΔNe fueron similares en todas ellas, de modo que se descarta que el exceso de aire detectado fuese generado por el muestreo, lo se podría interpretar como resultado de la disolución de burbujas de aire durante recargas rápidas y bruscos cambios en los niveles piezométricos del acuífero (Mayer *et al.*, 2014). Las concentraciones de $^{4}He_{rad}$ calculadas son similares en las aguas de los tres manantiales. No obstante, en la surgencia de La Zúa se han detectado los valores medios más bajos, $1{,}46 \cdot 10^{-5}$ $cm^{3}STP/kg$, mientras que los mayores valores corresponden a las aguas drenadas por el manantial de Huertos, $2{,}70 \cdot 10^{-5}$ $cm^{3}STP/kg$. En la figura 9.10 se representa la relación entre los contenidos en ^{4}He y Ne determinados en las aguas subterráneas, así como las concentraciones de dichos gases en equilibrio atmosférico a 5, 10, 15 y 20ºC. Se observa que dichas aguas presentan una concentración de ^{4}He atribuible a una producción subterránea ($^{4}He_{rad}$), que se acumula según el avance del flujo a partir de que este alcanza la zona saturada. De esta manera, si se parte de que el ^{4}He que libera la roca almacén es constante en el tiempo y en el espacio, los valores más elevados de este isótopo indican un mayor

tiempo de contacto agua-roca, lo que denota una mayor evolución hidrogeoquímica desde La Zúa hasta Huertos, pasando por Charco.

Punto	**Ref.**	**Fecha**	**^{3}H (UT)**	**ΔNe (%)**	**$^{3}He_{trit}$ (UT)**	**$^{4}He_{rad}$ (cm^{3}STP/kg)**	**^{3}He/^{4}He**	**Ne/He**	**Edad ^{3}H/^{3}He (años)**
Huertos		25/10/2014	2,10	28	11,66	2,62E-05	1,29E-06	2,71	33,4
560	[M-59]	29/08/2015	1,74	31	12,60	2,90E-05	1,28E-06	2,74	37,7
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,65	28	10,40	2,58E-05	1,26E-06	2,82	35,2
Valores medios			**1,83**	**29**	**11,55**	**2,70E-05**	**1,28E-06**	**2,75**	**35,4**
Charco		25/10/2014	2,46	27	15,66	2,02E-05	1,52E-06	2,91	35,5
589	[M-73]	29/08/2015	2,06	35	16,80	2,20E-05	1,52E-06	2,98	39,5
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,87	27	13,20	1,84E-05	1,48E-06	3,10	36,9
Valores medios			**2,13**	**29**	**15,22**	**2,02E-05**	**1,51E-06**	**3,00**	**37,3**
La Zúa		25/10/2014	2,23	30	11,67	1,32E-05	1,52E-06	3,22	32,5
603	[M-75]	29/08/2015	1,94	39	12,00	1,50E-05	1,49E-06	3,27	35,1
(m s.n.m.)		09/12/2016	1,74	35	11,90	1,56E-05	1,48E-06	3,24	36,3
Valores medios			**1,97**	**35**	**11,86**	**1,46E-05**	**1,50E-06**	**3,24**	**34,7**

Tabla 9.2. Resultados de las dataciones con ^{3}H y ^{3}He. Se incluyen los datos de los gases nobles utilizados para la estimación de las edades de ^{3}H/^{3}He. *^{3}H*, tritio; *ΔNe*, exceso de neón; *$^{3}He_{trit}$*, helio tritiogénico; *$^{4}He_{rad}$*, helio radiogénico; *STP, standar conditions for temperature and presion*

Con el fin de determinar si existen diferentes fuentes de isótopos de He, se ha representado la relación Ne/He frente a ^{3}He/^{4}He (Fig. 9.11), lo que además permite realizar una distinción preliminar entre aguas con mayor o menor tiempo de residencia (Mayer *et al.*, 2014). Para ello se presenta lo que correspondería a un agua saturada en aire junto con la evolución que tendría desde el equilibrio hasta valores de ^{3}He/^{4}He comprendidos entre $2 \cdot 10^{-8}$ (Ballentine y Burnard, 2002), cuando Ne/He se acerca a 0, que corresponde con la proporción de ^{3}He/^{4}He de origen radiogénico. La generación de ^{3}He como producto de desintegración radiactiva del ^{3}H da lugar a un desplazamiento vertical desde valores de equilibrio hacia relaciones ^{3}He/^{4}He mayores. La mezcla entre $^{3}He_{trit}$ y $^{3}He_{rad}$ se detecta cuando las muestras se sitúan por encima de la línea de producción de He radiogénico. Como se observa en la figura 9.11, todas las muestras se sitúan por encima de dicha línea, por lo que contienen isótopos de He tanto de origen tritiogénico como radiogénico.

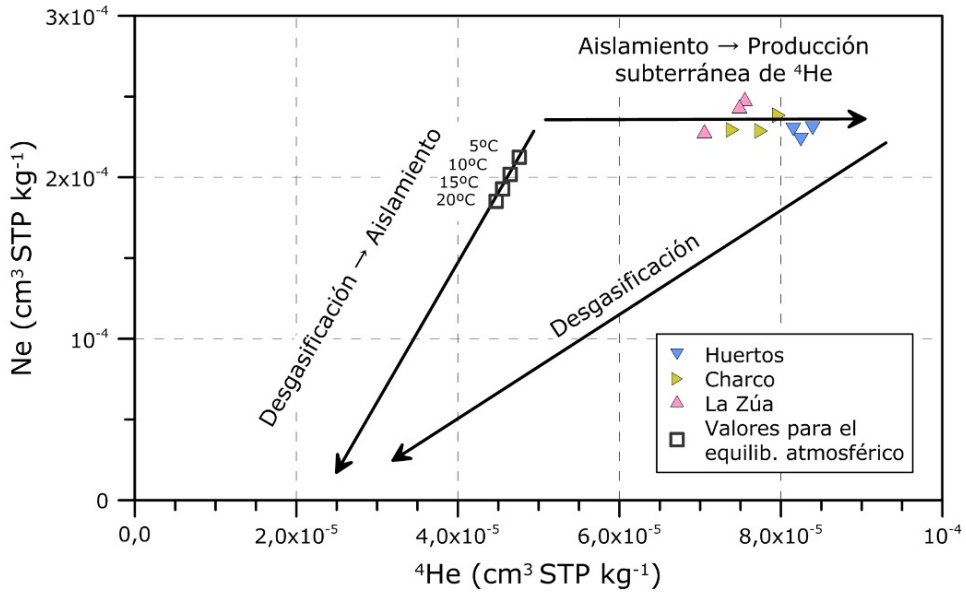


Figura 9.10. Relación entre el contenido en ^{4}He y Ne determinado en las muestras de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna. Se indican las concentraciones de equilibrio atmosférico de dichos gases a 5, 10, 15 y 20 °C de temperatura

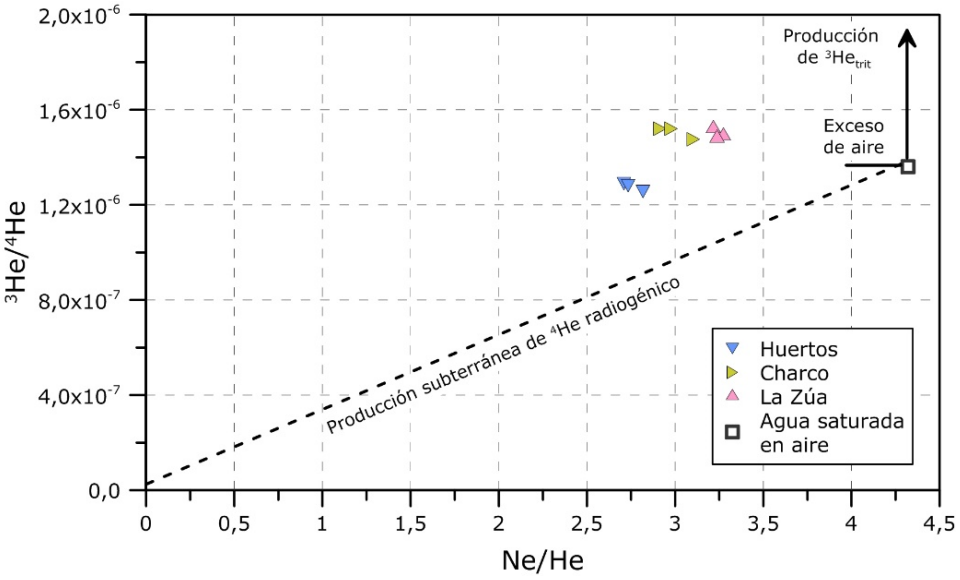


Figura 9.11. Representación de ^{3}He/^{4}He frente a Ne/He. Las relaciones de equilibrio de solubilidad (agua saturada en aire) son $1{,}36 \cdot 10^{-6}$ para ^{3}He/^{4}He y 4,32 para Ne/He. La línea de producción subterránea de ^{4}He radiogénico va desde la relación de equilibrio a una proporción de ^{3}He/^{4}He de $2 \cdot 10^{-8}$ para una cantidad infinita de He radiogénico. El He tritiogénico solo cambia la relación ^{3}He/^{4}He

Los valores de la relación Ne/He, entre 2,71 y 3,27 (Tab. 9.2), son indicativos de aguas infiltradas con posterioridad a 1953, por lo que pueden ser datadas con el

método $^{3}He/^{4}He$ (Sültenfuβ *et al.*, 2011; Mayer *et al.*, 2014). De esta manera, se han calculado las edades de $^{3}He/^{4}He$ de las muestras de agua recogidas en los manantiales localizados en la Zona Interna. Los valores obtenidos son muy similares, 34,7 (La Zúa), 35,4 (Huertos) y 37,3 años (Charco). Las diferencias entre ellos están dentro del error asociado. En el caso de que se hubieran determinado valores de Ne/He por debajo de 1 las aguas no podrían haberse datado.

En la figura 9.12 se han representado las edades de acuerdo con la relación $^{3}H/^{3}He$ de las muestras frente a su contenido en ^{3}H, así como la función de entrada para el S de España escalada a 2016 y su media móvil ponderada para 5 años. La distribución de la edad de infiltración de las muestras se sitúa entre los años 1978 y 1982. En cualquier caso, cabe recordar que las aguas drenadas por estos manantiales se consideran una mezcla de diferentes componentes de flujo, por lo que en algunos casos los valores de concentración medidos no coinciden exactamente con los de la función de entrada para la edad calculada.

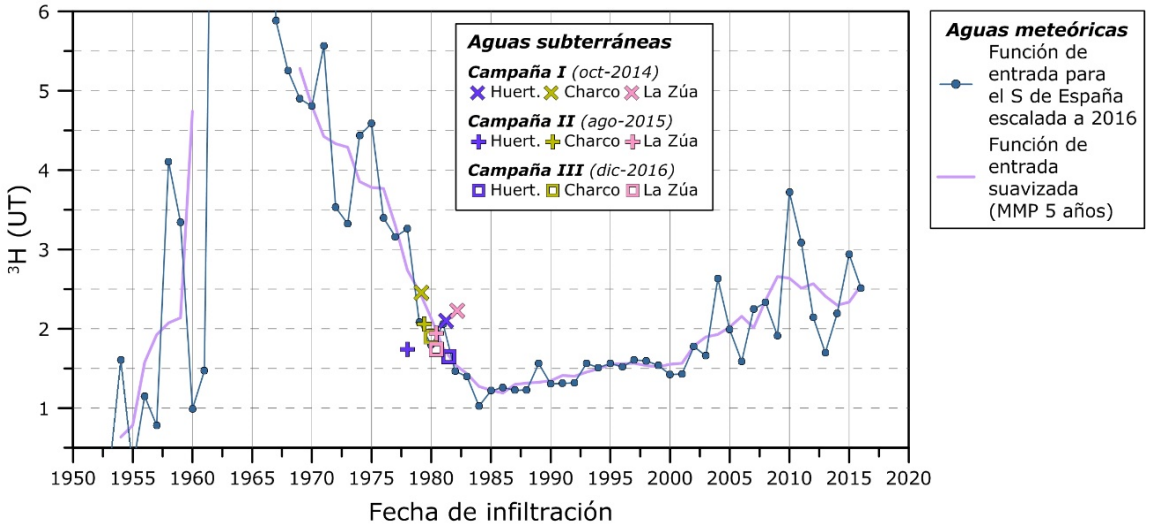


Figura 9.12. Edades estimadas según la relación $^{3}H/^{3}He$ frente a su contenido en ^{3}H. Se incluye la función de entrada del ^{3}H para el S de España escalada a 2016 y su media móvil ponderada para 5 años

Finalmente, debido a la variabilidad de rangos de tasas de producción de He radiogénico que existen y las bajas concentraciones de ^{4}He obtenidas en las aguas subterráneas muestreadas, no sería correcto establecer una edad concreta para estas. Sin embargo, los valores medios de $^{4}He_{rad}$ presentan una tendencia ascendente desde la

surgencia de La Zúa (603 m s.n.m.) hacia la de Huertos (560 m s.n.m.) (Fig. 9.13). Así, se podría justificar que las aguas de mayor tiempo de residencia en el acuífero son drenadas por los puntos de surgencia situados progresivamente a menor cota.

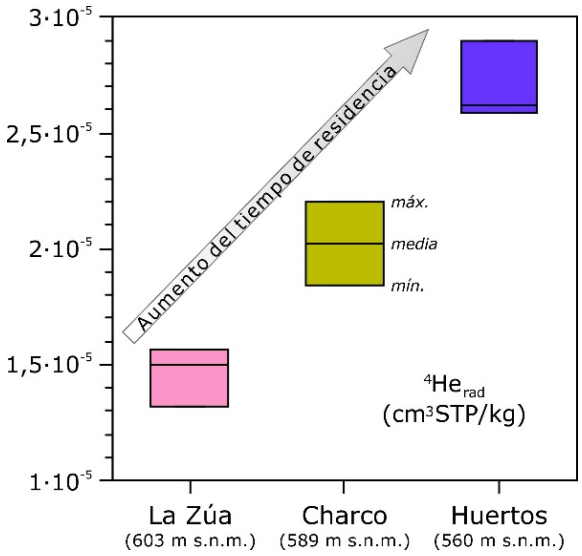


Figura 9.13. Diagrama de cajas en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $^4He_{rad}$ obtenidos en los manantiales localizados en la Zona Interna

9.4. Datación con clorofluorocarbonos (CFC) y hexafluoruro de azufre (SF_6)

9.4.1. Fundamentos metodológicos

Los clorofluorocarbonos (CFC) o halocarbonos son sustancias derivadas de los hidrocarburos saturados, obtenidos mediante la sustitución de átomos de H por átomos de Cl o F. No son compuestos naturales, sino que fueron desarrollados a principios de la década de 1930 por la industria química para ser usados como alternativas seguras al amoniaco y al dióxido de azufre en la refrigeración, propelentes de aerosoles y fabricación de plásticos. Sin embargo, a partir de las décadas de 1950 y 1960 fue cuando se generalizó su uso industrial, principalmente en el hemisferio N (Fig. 9.14). Esto dio lugar a un aumento progresivo de la concentración de CFC en la atmósfera que llevó a la realización de estudios destinados a caracterizar los efectos adversos que estos causaban a la capa de ozono por la liberación de átomos de Cl (Molina y Rowland,

1974). Años más tarde entró en vigor el protocolo de Montreal (1989) que prohibió el uso de CFC, por lo que a partir de entonces los valores de estos en la atmósfera fueron descendiendo (Fig. 9.14). La restricción del uso de los clorofluorocarbonos fomentó la utilización de otros gases halogenados como el hexafluoruro de azufre (SF_6), cuya concentración sigue aumentado actualmente (Fig. 9.14).

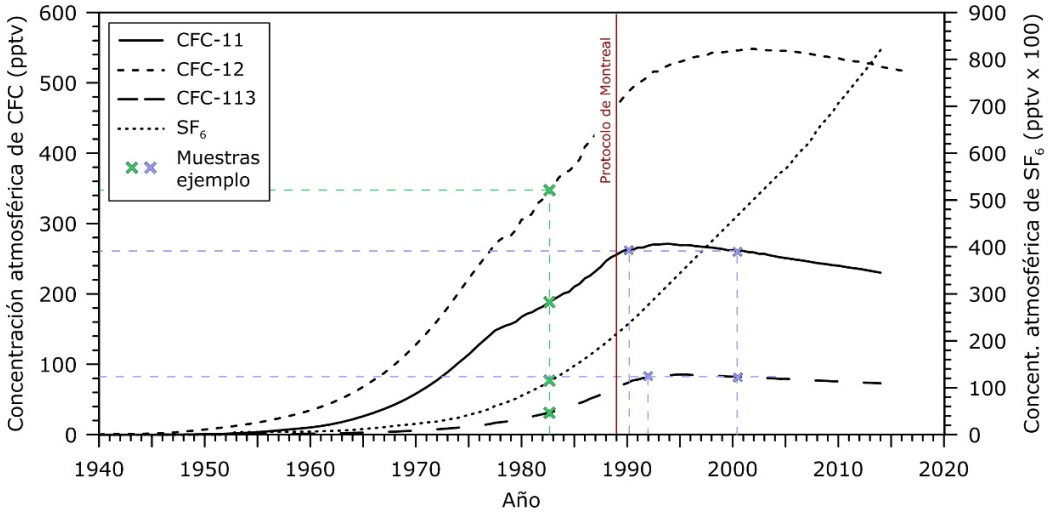


Figura 9.14. Evolución temporal de las concentraciones de CFC-11, CFC-12, CFC-113 y SF_6 en la atmósfera del hemisferio N. Se representan ejemplos de las edades de los trazadores determinadas a partir de la concentración de estos compuestos en hipotéticas muestras de agua infiltradas entre el año 1980 y 2000. Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017)

La datación con CFC y SF_6 se basa en la comparación de las concentraciones de estos compuestos (en equilibrio) en las aguas subterráneas con sus valores históricos en la atmósfera. Su determinación se fundamenta en la ley de solubilidad de los gases de Henry (Henry, 1803), según la cual la concentración de cualquier gas disuelto en agua es proporcional a la presión parcial de dicho gas en el aire. Los valores de CFC y SF_6 en las aguas subterráneas dependen de su concentración en el aire del suelo durante la recarga, que se supone similar a la atmosférica (Labasque *et al.*, 2014b). A partir de esta premisa, el valor del trazador determinado en la muestra de agua se puede relacionar con una concentración atmosférica en función de las condiciones teóricas del momento de la infiltración (temperatura, presión y salinidad). Para ello, es necesario aplicar los coeficientes calculados por Warner y Weiss (1985), para los CFC, y por Wanninkhof *et al.*, (1991), para el SF_6. Finalmente, la comparación de la concentración del trazador calculada y la evolución del registro histórico de concentraciones

atmosféricas de estas sustancias halogenadas (Fig. 9.14) permite estimar la fecha aparente en la que tuvo lugar la recarga (Plummer *et al.*, 2006a). La influencia de los valores de temperatura de recarga sobre la edad del CFC-11 es de 1 año/ºC y los CFC-12 y CFC-113 es de 2 años/ºC (Cook y Solomon, 1997), mientras que para el SF_6 es inferior a 0,5ºC (Busenberg y Plummer, 2000).

De la misma manera que ocurre con las anteriores técnicas de datación utilizadas (^3H, $^3H/^3He$ y ^4He), durante el muestreo de CFC y SF_6 existe la posibilidad de contaminar el agua de varias formas: por el contacto del agua subterránea con polímeros plásticos o grasas presentes en el envase o los tubos y bombas utilizadas, o por el intercambio gaseoso del agua con la atmósfera (Reynolds *et al.*, 1990; Dunkle *et al.*, 1993; Cook *et al.*, 2006). Por ello, es necesario seguir la metodología de forma meticulosa y emplear los materiales adecuados (vitón, nylon, cobre, aluminio).

Una de las ventajas de la utilización de CFC y SF_6 como trazadores es que presentan una dispersividad en las aguas subterráneas menor que la del He, por lo que el efecto de la misma sobre el cálculo de las edades aparentes también es inferior (Han *et al.*, 2006). Sin embargo, las aguas con más de 20 años muestran mecanismos de dispersión con efecto significativo sobre la concentración de halocarbonos, aunque la desviación del cálculo de la edad es inferior a 3 años para aguas infiltradas a partir de 1953 (Ekwurzel *et al.*, 1994).

Otro aspecto positivo de la datación con CFC es que no existe producción terrígena de los mismos, de modo que el origen de dichas sustancias se encuentra siempre en superficie, ya sea por aportes atmosféricos como por contaminación asociada a fuentes antropogénicas como industrias, vertederos o aguas residuales (Ho *et al.*, 1998; Kjeldsen y Christophersen, 2001). En el caso del SF_6, rara vez se han detectado contaminaciones asociadas a actividades humanas, como por ejemplo vertederos (Han *et al.*, 2006), pero sí existe producción terrígena considerable en rocas ígneas y metamórficas, aunque también se ha manifestado la liberación de este gas en mármoles, dolomías y halita (Busenberg y Plummer, 2000).

Generalmente, cuando se utilizan varios CFC en las dataciones de aguas subterráneas, las concentraciones determinadas se asocian a diferentes edades de recarga, al contrario de lo que se deduce en las muestras ideales de la figura 9.14. Estas

diferencias pueden deberse a que las funciones de entrada de cada uno de los CFC son distintas entre sí y a que su evolución no ha sido proporcional a lo largo del tiempo. Así, la mezcla de aguas jóvenes (con CFC) con otras más viejas (sin CFC) en el punto de surgencia, donde convergen distintas líneas de flujo, pueden dar lugar a tales diferencias. Esto es común en manantiales que drenan sistemas de flujo difuso (Plummer *et al.*, 2006b).

Asociadas al uso de CFC existen incertidumbres que están relacionadas con procesos de sorción sobre los materiales que constituyen el acuífero, principalmente en aquellos que muestran un elevado contenido en materia orgánica (Cook *et al.*, 2006). Este efecto es mayor en el CFC-113 y CFC-11, pero la sorción del CFC-12 apenas es significativa. En diversos estudios en los que se ha utilizado el SF_6 para la datación de aguas subterráneas no se han observado signos evidentes de que sufra transformaciones por sorción o degradación (Busenberg y Plummer, 2000; Han *et al.*, 2006). Si se compara de forma gráfica la evolución de las concentraciones atmosféricas de dos CFCs (Fig. 9.15.A) o un CFC y el SF_6 (Fig. 9.15.B) se puede determinar la hipotética existencia de procesos de mezcla (binaria o exponencial) y estimar la edad media que tendría el agua. Así, cuando las muestras queden representadas sobre una línea de mezcla proyectada entre valores de concentración de trazador atribuibles a una fecha concreta y el origen (agua que se infiltró antes de 1940) indica que dichas aguas estarían constituidas por una fracción de aguas jóvenes y otra de aguas viejas.

El progresivo descenso de las emisiones de CFC ha provocado la disminución de sus concentraciones atmosféricas hasta valores similares a los que existían hace algunas décadas (Fig. 9.14). Al igual que el isótopo de ^3H, las edades aparentes que se pueden determinar con los CFC pueden estar relacionadas, en ocasiones, con dos fechas distintas de recarga (Fig. 9.2). En cambio, al presentar el SF_6 una función de entrada con una evolución continua ascendente nos permite establecer una única edad para cada muestra de agua. Por tanto, el SF_6 se convierte en un buen trazador de aguas jóvenes, con fechas de infiltración posteriores a 1993 (Busenberg y Plummer, 2000; Bauer *et al.*, 2001). Su uso combinado con los CFC es útil para establecer la edad de las aguas en la últimas décadas, ya que la evolución atmosférica de las relaciones SF_6/CFC no conlleva errores de datación para las aguas infiltradas con posterioridad a 1990 (Busemberg y Plummer, 2006).

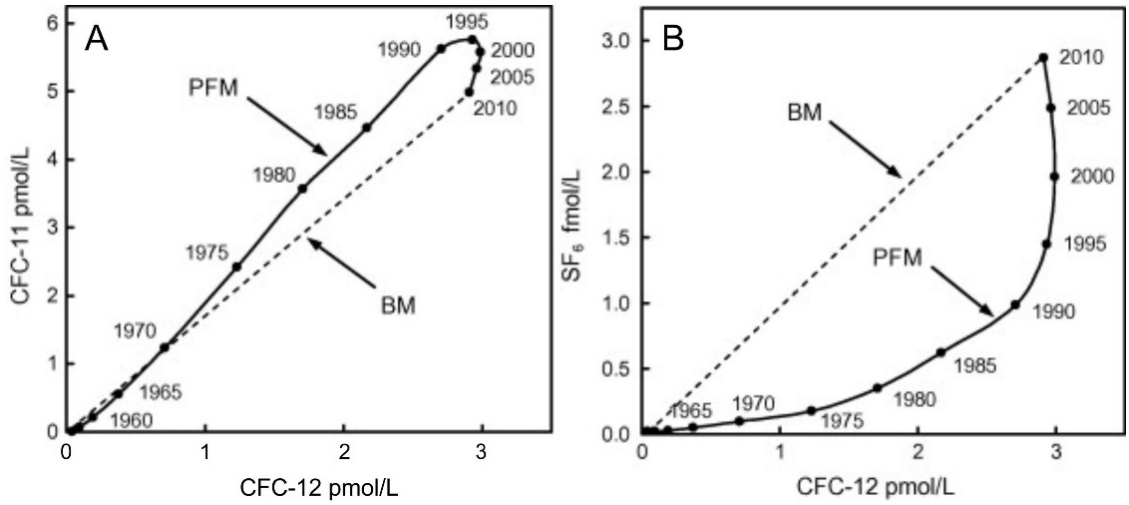


Figura 9.15. (A) Funciones de entrada conjuntas de los CFC-11 y CFC-12 y CFC-12 y (B) SF_6 en ausencia de mezcla de aguas (flujo pistón; PFM). Se representan las líneas que corresponden a la mezcla binaria (BM) entre aguas modernas (2010) y aguas viejas (anteriores a 1940), libres de CFC. Modificado de Darling *et al.* (2012)

9.4.2. Resultados de las dataciones con CFC-11, CFC-12 y SF_6

Se han realizado dos campañas de campo en mayo de 2015 y 2016 en las que se han tomado un total de 6 muestras para la determinación de halocarbonos y SF_6 (Tab. 9.3) en las aguas de los manantiales localizados en la Zona Interna. En las correspondientes a la primera campaña solo fue posible la determinación de CFC-11 y CFC-12, mientras que en la segunda se analizó la concentración de CFC-12 y SF_6.

Los valores obtenidos fueron transformados a concentración atmosférica mediante las ecuaciones de Warner y Weiss (1985) y Wanninkhof *et al.*, (1991), asumiendo una temperatura de recarga de 8ºC (temperatura media en la zona de recarga durante los eventos de precipitación significativos) y una presión atmosférica en consonancia con la altitud media de los afloramientos carbonáticos (1050 m s.n.m.). De acuerdo con los contenidos en Ne determinados, todas las surgencias muestreadas (Huertos, Charco y La Zúa) drenan aguas con exceso de aire. Por esa razón, se han estudiado las concentraciones teóricas de CFC y SF_6 en muestras con $\Delta Ne = 31$ (valor medio de ΔNe), a partir de las cuales se ha realizado el mismo procedimiento de datación descrito. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 9.3.

	Punto (Ref.)		**Huertos [M-59]**		**Charco [M-73]**		**La Zúa [M-75]**	
	Fecha		**21/05/2015**	**25/05/2016**	**21/05/2015**	**25/05/2016**	**21/05/2015**	**25/05/2016**
Datos corregidos con ΔNe	Concentración en agua (mol/kg)	CFC-11	1,3E-12	sd	1,5E-12	sd	2,3E-12	sd
		CFC-12	9,8E-13	9,9E-13	1,0E-12	1,1E-12	1,6E-12	1,3E-12
		SF_6	sd	1,7E-13	sd	2,2E-13	sd	2,2E-13
	Concentración atmosférica (pptv)	CFC-11	61,9	sd	74,5	sd	111,2	sd
		CFC-12	183,6	184,4	195,0	208,6	294,9	242,6
		SF_6	sd	452,8	sd	592,9	sd	600,1
	Fecha de infiltración del trazador	CFC-11	1970	sd	1971	sd	1975	sd
		CFC-12	1973	1973	1974	1974	1980	1976
		SF_6	sd	-	sd	-	sd	-
	Edad del trazador	CFC-11	45	sd	44	sd	40	sd
		CFC-12	42	43	41	42	35	40
		SF_6	sd	-	sd	-	sd	-

Tabla 9.3. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF_6. *Sd*, no existen datos; -, valor de fecha incongruente; *pptv*, partes por trillón (volumen)

Los contenidos de CFC-11 y CFC-12 determinados en las muestras están comprendidos entre 1,3 pmol/kg y 0,9 pmol/kg, en la surgencia de Huertos [M-59], y 2,3 pmol/kg y 1,6 pmol/kg, en el manantial de La Zúa. Los respectivos valores de concentración atmosférica son de 61,9 y 183,6 pptv para el primero, y 111,2 y 294,9 pptv para el segundo (Tab. 9.3). El SF_6 de las muestras varía entre 0,17 pmol/kg, en las aguas de Huertos, y 0,22 pmol/kg en las que corresponden a Charco y La Zúa, equiparables a concentraciones atmosféricas entre 452,8 y 600,1 pptv (Tab. 9.3).

La edad de infiltración de los trazadores ha sido determinada a partir de la comparación de las concentraciones atmosféricas estimadas, según el contenido de trazador en cada muestra, con las funciones de entrada de CFC y SF6 del hemisferio N (USGS, 2017) (Fig. 9.16). De los valores de CFC-11 se infiere que las edades de infiltración de las aguas drenadas por los manantiales están comprendidas entre 1970, en el caso de la surgencia de Huertos, y 1975 para la de La Zúa (Tab. 9.3). Las fechas de infiltración consideradas según las concentraciones de CFC-12 determinadas están comprendidas entre 1973, en el manantial de Huertos, y 1980, en la de La Zúa. Los valores de SF_6 obtenidos son muy superiores a los correspondientes a la función de entrada atmosférica (Tab. 9.3; Fig. 9.16), de manera que debe existir un aporte añadido

de origen diferente. Por ello, no es posible estimar fecha de infiltración con dicho trazador y se han representado en función de la fecha de muestreo (Fig. 9.16).

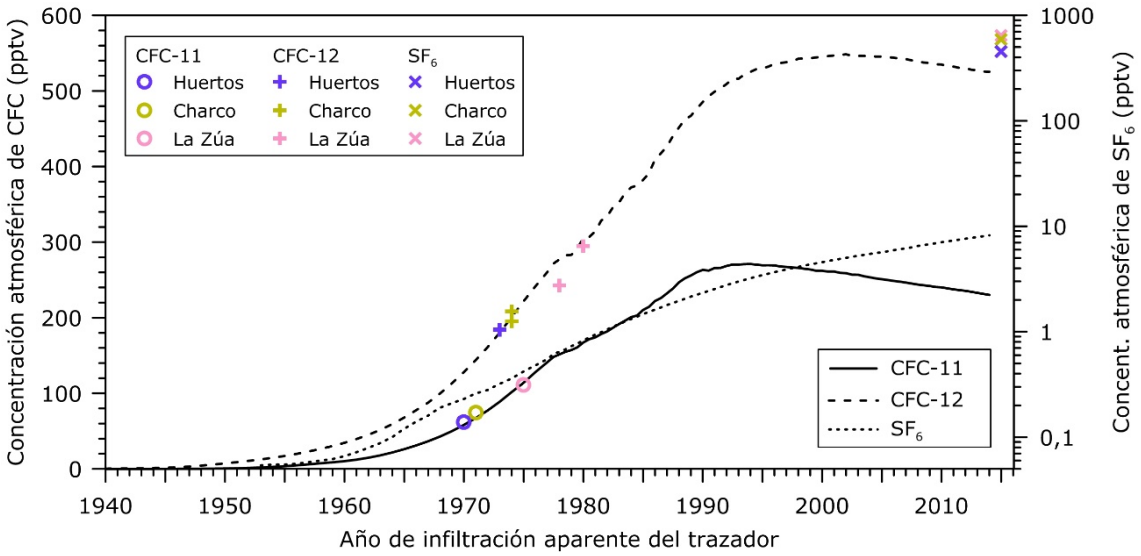


Figura 9.16. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF_6. Representación de las funciones de entrada tomadas de USGS (2017). *Las concentraciones de SF_6 se representan según la fecha de muestreo ya que no ha sido posible establecer una edad de infiltración

Las edades de CFC-11 determinadas en los manantiales varían entre 40 y 45 años para La Zúa y Huertos, respectivamente. Sin embargo, el CFC-12 ofrece fechas ligeramente inferiores, entre 35 y 43, para las aguas de los mismos puntos (Tab. 6.9; Fig. 9.16). Esta diferencia de edades obtenidas según el trazador considerado puede ser debida a procesos de mezcla de distintas componentes de flujo, con diferentes edades, que convergen en el manantial (Plummer *et al.*, 2006b), así como a la retención o degradación en el medio de dichos componentes, o a la existencia de otras fuentes de trazador además de la atmosférica (Cook *et al.*, 2006). Para identificar los procesos que modifican las edades aparentes estimadas de los halocarbonos, se han representado los contenidos de CFC-12 frente los de CFC-11 (Fig. 9.17.A), junto con la línea que define su función de entrada atmosférica y la línea de mezcla binaria entre las aguas más modernas, infiltradas en 2016, y las más viejas, infiltradas con anterioridad a 1940.

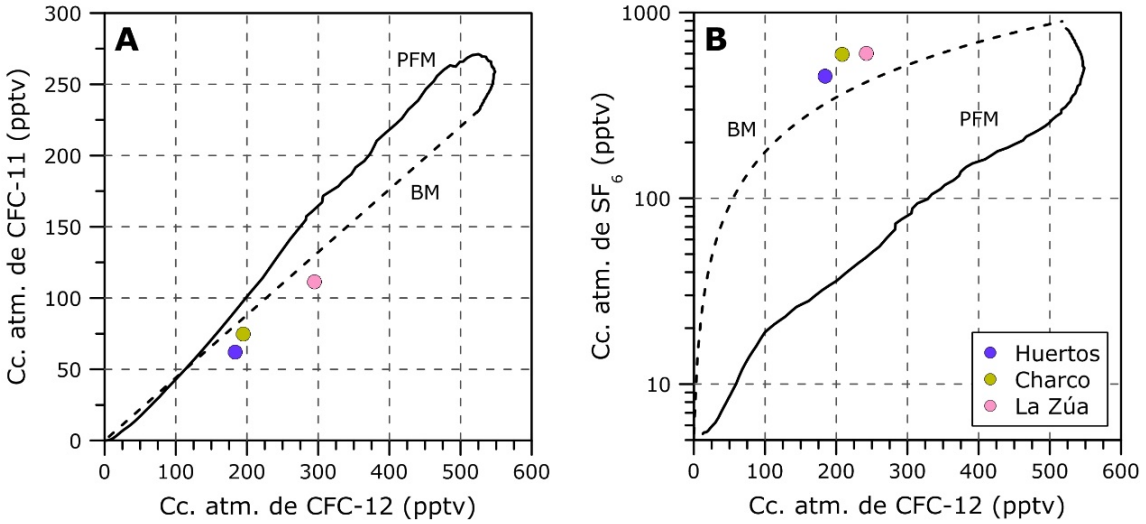


Figura 9.17. Relación de las concentraciones atmosféricas determinadas de CFC-12 frente a las de CFC-11 de las muestras de agua analizadas. Se incluyen la función de entrada (flujo pistón) (USGS, 2017) y la línea de mezcla binaria que tendría lugar entre la recarga acontecida entre 2016 y la anterior a 1940

En la figura 9.17.A se observa que las muestras analizadas presentan concentraciones de CFC-11 inferiores a las que se esperarían de un flujo pistón o de una mezcla binaria. También se podría entender que los valores de CFC-12 son mayores a los que les corresponderían. Sin embargo, que tenga lugar una retirada de CFC-11 a lo largo del flujo subterráneo, generalmente debido a procesos de sorción (Cook y Busenberg, 1997; Cook *et al.*, 2006), es bastante más probable a que exista una contaminación de CFC-12 con un origen diferente al atmosférico (industrias, vertederos o aguas residuales).

Al representar los valores de SF_6 en la figura 9.17.B es evidente el exceso de SF_6 detectado en las muestras de agua analizadas (hasta un orden de magnitud superior a la función de entrada). Por tanto, existe una fuente de SF_6 adicional a la atmosférica que debe estar relacionada con la producción y liberación de dicho gas por las dolomías (Busenberg y Plummer, 2000) que conforman parte del acuífero, tanto las jurásicas (Zona Externa), localizadas en la parte inferior de la serie penibética, como las triásicas, que corresponden a la Unidad de Nieves (Zona Interna).

Finalmente, el CFC-12 es el único trazador utilizado cuya concentración no parece que haya sido alterada por factores externos. No obstante, las edades estimadas a partir de las concentraciones de este no corresponden a la edad absoluta del agua,

puesto que es un compuesto que solo está presente en las que se infiltraron con posterioridad a la década de los 1940. De este modo, la mezcla que se produce en los manantiales, por convergencia de flujos más o menos antiguos, puede reducir la concentración de trazador en proporción al porcentaje de mezcla que estos presenten. Por ello, los resultados obtenidos a partir de la datación con CFC-12, a pesar de que la mezcla en las surgencias estudiadas no es muy grande, solo pueden ser tenidos en cuenta de forma orientativa. Así, la antigüedad de las aguas drenadas por los manantiales aumenta desde La Zúa hasta Huertos, como ocurre con los otros trazadores radioactivos e hidrogeoquímicos.

9.5. Datación con radiocarbono (^{14}C)

9.5.1. Fundamentos metodológicos

La datación a partir del radiocarbono (^{14}C) del carbono inorgánico disuelto (DIC) en el agua subterránea es el proceso usado para calcular la fracción de DIC que estaba inicialmente en equilibrio isotópico con la fracción de CO_2 moderna; es decir, la parte de DIC que correspondía al CO_2 derivado de la respiración de las raíces de las plantas y el CO_2 atmosférico en el agua de recarga. Su uso fue propuesto por Libby *et al.*, (1949) y ha sido ampliamente utilizado (Mayer *et al.*, 2014; Vautour *et al.*, 2015; Carreira *et al.*, 2019; entre otros). Se encuentra en el CO_2 atmosférico, en la biosfera y en la hidrosfera, aunque se origina en las capas altas de la atmósfera como producto de la reacción nuclear de neutrones termales con el nitrógeno ($^{14}N+n \rightarrow ^{14}C+p$), por efecto de los rayos cósmicos. La actividad de ^{14}C se suele expresar como un cociente de actividades relativo a la actividad estándar, que es aproximadamente igual a la actividad del carbono actual. El contenido en ^{14}C se expresa en tanto por ciento de carbono moderno (pmC).

El CO_2 atmosférico, así como el carbono orgánico procedente del suelo, ambos con 100 pmC, se disuelven en el agua que se infiltra hacia el subsuelo. Se puede asumir que es la única fuente de ^{14}C en las aguas subterráneas, puesto que su vida media, de 5730 ± 40 años (Godwin, 1942), es mucho menor que la edad del carbono inorgánico que conforma los minerales de las rocas. La producción de ^{14}C en el subsuelo es despreciable, a no ser que existan rocas con un elevado contenido en U (Clark y Fritz,

1997). Así, el ^{14}C que se introduce en el sistema durante la recarga puede servir como referencia para datar las aguas subterráneas, de acuerdo con la ley universal de desintegración radiactiva:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \qquad \text{(ecuación 14)}$$

donde A es la actividad del ^{14}C en la muestra, A_0 es la actividad en equilibrio con la atmósfera (100 pmC), λ es la constante de desintegración de ^{14}C y t es el tiempo que transcurre entre la infiltración del agua y la toma de la muestra. El resultado que se obtiene al despejar t y resolver la ecuación es la edad del agua subterránea.

La concentración atmosférica de ^{14}C no es estable, ya que depende del flujo variable de neutrones de las radiaciones cósmicas. En los últimos 50000 años se han producido variaciones notables en la actividad del radiocarbono atmosférico (Fig. 9.18), como pone de manifiesto la reconstrucción de su evolución temporal (Reimer et at., 2013). Se calcula que las mayores concentraciones de ^{14}C tuvieron lugar hace 30-40 mil años, mientras que los valores próximos a 100 pmC solo han tenido lugar en el Holoceno (Fig. 9.18). De esta manera, las edades calculadas según la actividad estandarizada de radiocarbono en la atmósfera en el año 1950 (100 pmC), deben ser referenciadas en años convencionales de ^{14}C, ya que pueden variar notablemente de los años absolutos (Plummer y Glynn, 2013).

A partir de la década de los 1950, los ensayos con bombas nucleares y las plantas productoras de energía nuclear han producido un aumento de ^{14}C atmosférico, en el que se registraron valores máximos (~ 200 pmC) en 1963 (Clark y Fritz, 1997). A pesar de esto, el ^{14}C de origen antropogénico apenas influye en las aguas subterráneas viejas (infiltradas antes de 1953), pero sí puede encontrarse en las aguas jóvenes o mezclas de distintas componentes de flujo, lo que puede alterar el cálculo de la datación con radiocarbono.

La estimación del contenido inicial de ^{14}C no es sencilla y con frecuencia está alterado por procesos físicos y químicos, así como por la desintegración radiactiva. Numerosos autores se han basado en las reacciones del sistema calco-carbónico (carbono inorgánico disuelto, DIC) para establecer un valor de ^{14}C inicial (A_0) (Brinkmann *et al.*, 1960; Münnich y Vogel, 1962; Vogel y Ehhalt, 1963, entre otros). El ^{14}C de las aguas subterráneas que corresponde al carbono inorgánico (HCO_3^-, CO_2 y

CO_3^{2-}) procede de la respiración radicular y de la mineralización y descomposición de la materia orgánica del suelo. Cuando el agua se infiltra comienza un proceso en el que disuelve el carbono del suelo, con actividad de ^{14}C de 100 pmC y $\delta^{13}C$ de -22 ‰. Una vez que el agua entra en contacto con la roca comienza a incorporar carbono inorgánico a partir de la disolución de carbonatos, con actividad de ^{14}C 0 pmC y $\delta^{13}C$ 0 ‰. Así, antes de que el agua llegue a la zona saturada del acuífero puede haber alcanzado un equilibrio en el que la A_0 del ^{14}C puede encontrarse entre 55 y 65 pmC (Geyh, 2001). Para la estimación de la A_0 a partir de los valores de $\delta^{13}C$ determinados en la muestra de agua, los cuales no se ven afectados por la desintegración radioactiva, pueden aplicarse diversas metodologías (Ingerson y Pearson, 1964; Mook, 1972; Evans *et al.*, 1979; Fontes y Garnier, 1979; Eichinger, 1983; Kalin, 1999). Todas ellas consideran, además de la disolución de los carbonatos, otras reacciones o procesos que ocurren durante el flujo subterráneo como parte de la evolución hidrogeoquímica de las aguas (disolución de CO_2, disolución de yeso y dolomita, equilibrio bicarbonato-calcita e intercambio iónico).

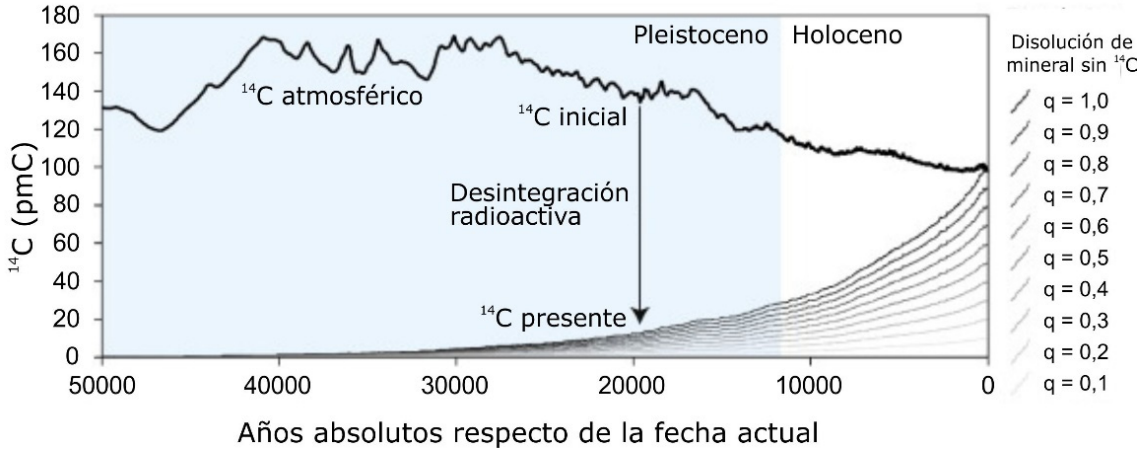


Figura 9.18. Evolución de ^{14}C en la atmósfera durante los últimos 50000 años de acuerdo con los datos de Reimer *et al.*, (2013). Se representan diferentes escenarios de desintegración radioactiva en función de la mezcla con carbono procedente de disolución mineral (sin ^{14}C). El coeficiente *q* representa el efecto de dicho proceso sobre la actividad de ^{14}C determinada en la muestra, desde 0 (q=1) hacia escenarios en los que la disolución de minerales sin ^{14}C adquiere mayor importancia (q<1). Tomado de Jasechko (2016)

La metodología más utilizada para el cálculo de A_0 es la propuesta por Pearson (1965) y Pearson y Hanshaw (1970). Para ello, es necesario estimar un coeficiente de

dilución (q), comprendido entre 0 y 1 (Fig. 9.18), que transforma la señal de ^{14}C en el suelo (100pmC) en función de la reducción que este experimenta como consecuencia de la disolución de carbonatos con 0 pmC.

$$A = q \cdot A_0 \cdot e^{-\lambda t} \qquad \text{(ecuación 15)}$$

Sin embargo, cualquier proceso hidrogeoquímico que intervenga puede alterar la concentración de ^{14}C, así como la de ^{13}C, por lo que el valor de q debe ser estimado a partir del balance isotópico del ^{13}C (Clark y Fritz, 1997):

$$q = \frac{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_{carb}}{\delta^{13}C_{rec} - \delta^{13}C_{carb}} \qquad \text{(ecuación 16)}$$

donde $\delta^{13}C_{DIC}$ es la concentración de $\delta^{13}C$ determinada en la muestra de agua y $\delta^{13}C_{carb}$ y $\delta^{13}C_{rec}$ son las relaciones isotópicas de $\delta^{13}C$ de la calcita y del agua subterránea en el momento que se infiltró, respectivamente. Para esto es necesario asumir que la proporción de las formaciones carbonáticas es similar al del estándar VPDB ($\delta^{13}C_{carb} =$ 0 ‰). No obstante, la estimación de $\delta^{13}C_{rec}$ presenta mayor incertidumbre, ya que depende de las condiciones de infiltración (temperatura, pH, tipo de suelo). En este trabajo se ha calculado el valor de q a partir del valor medio de $\delta^{13}C_{rec}$ considerado por otros autores para acuíferos carbonáticos, -14,3 ‰ (Jasechko, 2016), y el obtenido en la surgencia de *TP* Pozancón, -12,8 ‰ (véase apartado 4.7.2) por ser representativo de la composición isotópica de los flujos rápidos en el área de estudio.

Finalmente, cabe destacar que procesos químicos y físicos como la metanogénesis, dedolomitización o la disolución de carbonatos, yeso o halita pueden afectar notablemente al contenido de ^{14}C y, por tanto, a la interpretación de la edad del agua referida a dicho isótopo radiactivo (Plummer *et al.*, 1990; Sültenfuß *et al.*, 2011; Plummer y Glynn, 2013).

9.5.2. Resultados de las dataciones con ^{14}C

Se tomaron 3 muestras de agua para la determinación de ^{14}C en las aguas subterráneas del acuífero de la sierra de Jarastepar (Tab. 9.4) que son drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa).

Los valores de ^{14}C determinados en las muestras están comprendidos entre 39,4 pmC, en la surgencia de Huertos y 57,2 pmC, en el manantial de La Zúa (Tab. 9.4),

mientras que el $\delta^{13}C$ varía entre -6,0 y -8.8 ‰ para las mismas muestras. Lo primero que sugieren estos datos es que las aguas drenadas por estos manantiales presentan cierto grado de diferencia en su evolución hidrogeoquímica. Al igual que con otros trazadores utilizados (^{3}H, ^{4}He y CFC), las aguas de la surgencia de La Zúa serían las menos evolucionadas, y las que pertenecen al manantial de Huertos las que más, mientras que las drenadas por Charco se situarían en una posición intermedia entre ambas, aunque ligeramente más cerca de las de Huertos. Se observa que las aguas con valores de ^{14}C más bajos son las que presentan los mayores $\delta^{13}C$ (Tab. 9.4). Esta relación isotópica se debe a un tiempo de residencia mayor en el que la desintegración del radiocarbono y la disolución de carbonatos denotan flujos lentos o largos con un mayor grado de interacción con la roca (Clark y Fritz, 1997).

Punto	**Ref.**	**Fecha**	**^{14}C (pmC)**	**$\delta^{13}C$ (‰ VPDB)**	***q***	**Edad ^{14}C (años)**	
						$\delta^{13}C_{rec}{}^{1}$	$\delta^{13}C_{rec}{}^{2}$
Huertos	[M-59]	06/10/2016	39,40	-6,0	0,42	520	1436
Charco	[M-73]		42,60	-6,8	0,48	909	1825
La Zúa	[M-75]		57,20	-8,8	0,62	604	1520

Tabla 9.4. Resultados de la determinación de ^{14}C y $\delta^{13}C$, junto con la edad de ^{14}C y el coeficiente de dilución (q) utilizado para el cálculo. $\delta^{13}C_{rec}{}^{1}$, valor de $\delta^{13}C$ de recarga según Jasechko (2016); $\delta^{13}C_{rec}{}^{2}$, valor medio de $\delta^{13}C$ detectado en las aguas de reciente infiltración de *TP* Pozancón

Para realizar los cálculos de la datación de ^{14}C de las aguas se ha aplicado la metodología propuesta por Pearson (1965) y Pearson y Hanshaw (1970). Se han calculado los coeficientes de dilución (q) a partir de los valores de $\delta^{13}C$ (‰) de las muestras (Tab. 9.4), de los carbonatos (0 ‰) y del agua de recarga (-14,3 ‰, Jasechko -2016-, y -12,8 ‰ -*TP* Pozancón-). Los valores de q varían entre 0,42, en el manantial de Huertos, y 0,62, en la surgencia de La Zúa (Tab. 9.4). Las edades obtenidas con ^{14}C de las muestras de agua y calculadas a partir de los coeficientes de dilución varían notablemente en relación con los valores de $\delta^{13}C_{rec}$ utilizados (Tab. 9.4). Si se considera el valor de $\delta^{13}C_{rec}{}^{1}$ propuesto por Jasechko (2016) ($\delta^{13}C_{rec} = 14,3$), las aguas presentan un rango de edad entre 520 (Huertos) y 909 años (Charco), mientras que, si se realizan los cálculos a partir del valor medio de $\delta^{13}C_{rec}{}^{2}$ obtenido en el manantial de *TP* Pozancón ($\delta^{13}C_{rec} = 12,8$ ‰), con aguas de reciente infiltración, dichos valores son

más elevados, 1436 y 1825 años (Tab. 9.4), respectivamente. Según el contenido de ^{14}C obtenido en cada uno de los manantiales (Tab. 9.4) se infiere una evolución del flujo subterráneo mayor en las aguas drenadas por el manantial de Huertos (situado a menor cota) que en las correspondientes a la surgencia de La Zúa. Sin embargo, las edades calculadas para dichas aguas denotan que las más evolucionadas, o con mayor tiempo de permanencia en el acuífero, serían las del manantial de Charco, seguidas de las de La Zúa, mientras que las de Huertos serían las más jóvenes. Estas diferencias están causadas, posiblemente, por procesos químicos, como por ejemplo la dedolomitización, que no se consideran en el cálculo de la edad del agua a partir del radiocarbono. Por todo ello, la datación a partir de la actividad de ^{14}C de las aguas subterráneas de las surgencias situados en la Zona Interna no aporta conclusiones fiables.

9.6. Modelo de mezcla binario a partir del CFC-12 y de ^{3}H

Las edades obtenidas a partir de la datación con diferentes trazadores pueden variar como consecuencia de los procesos de mezcla, ya que las funciones de entrada de cada uno de ellos son distintas al resto (Plummer y Busenberg, 2006a). Sin embargo, si se analizan de manera conjunta pueden aportar resultados más ajustados a la realidad. Una de las metodologías más utilizadas es la de los modelos de mezcla binarios (MMB), que asumen que la muestra analizada está constituida por una fracción de agua con una determinada concentración de trazador (fracción moderna, F_m) y otra libre de este (fracción antigua, F_a). Así, tras la comparación gráfica de los contenidos de los diferentes trazadores, se pueden establecer los porcentajes potenciales de mezcla y estimar la edad media de la F_m (Böhlke y Denver, 1995; Lehmann *et al.*, 2003; Solomon *et al.*, 2010; Delbart *et al.*, 2014). En esta memoria, F_a se considera anterior a la década de 1940, previo a la liberación de CFC-12 y ^{3}H.

A partir de la determinación de la fracción antigua (libre de trazadores) se puede determinar su contenido en la fracción moderna ($F_m = 1 - F_a$) (Plummer *et al.*, 2006b):

$$[T]_{mezcla} = (1 - F_a) \cdot [T]_m \qquad \text{(ecuación 17)}$$

donde $[T]_{mezcla}$ y $[T]_m$ representan la concentración de trazador en la muestra y en la fracción de agua que aporta dicha sustancia a la mezcla (F_m), respectivamente. La comparación entre $[T]_m$ y su función de entrada permite determinar la edad aparente de la F_m.

De los trazadores utilizados en este estudio, los que mejores resultados han presentado son el ^3H, ^3He, $^3H/^3He$ y CFC-12, puesto que los valores de SF_6 tienen una influencia clara de aportes terrígenos y los de CFC-11 están afectados por procesos de degradación y/o sorción. Además, el uso combinado de ^3H y CFC-12 ha sido aplicado con éxito en numerosos trabajos (Dunkle *et al.*, 1993, Plummer *et* al., 1998; Han *et al.*, 2006; Akesson *et al.*, 2015), ya que se trata de trazadores cuyas concentraciones no se ven fácilmente afectadas por procesos químicos o físicos que puedan tener lugar en el medio (Cook *et al.*, 2006; Han *et al.*, 2006).

En la figura 9.19 se representan los datos de CFC-12 (corregidos según ΔNe) frente a los de ^3H, comparados junto a una función atmosférica de entrada de ambos trazadores (escalada a 2016 la correspondiente al ^3H), y que es equivalente a la evolución temporal de CFC-12 y ^3H de forma conjunta en aguas modernas no mezcladas (F_m = 100 %). Para simplificar la función de entrada se ha aplicado una media móvil ponderada (MMP) con periodos de 5 años y se han calculado las funciones de mezcla con distintas fracciones de aguas antiguas (F_a), libres de trazador. Las muestras de las aguas de los tres manantiales (Huertos, Charco y La Zúa) quedan situadas bajo la línea de fracción moderna (F_m), lo que indica que disponen de cierta cantidad de fracción antigua (F_a), infiltrada con anterioridad a 1940 (Fig. 9.19). Para estimar la proporción de F_a y F_m en cada muestra se han trazado líneas de mezcla desde el origen (0), que representa F_a, a los diferentes puntos de la función asociados a las fechas de recarga y a concentraciones de ^3H y CFC-12 específicas.

Los resultados indican que todas las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna presentan una F_m mayor que F_a. No obstante, las aguas con mayor F_a son las pertenecientes a las surgencias de Huertos y Charco, mientras que las aguas de La Zúa disponen de menor F_a que las anteriores. A partir de las líneas de mezcla se observa que en las aguas del manantial de Huertos existe el 67 % de F_m, mientras que para las de Charco corresponde al 75 % y en el caso de La Zúa llega a ser del 89 %. Así, la F_m disminuye en función de la cota a la que se encuentre el manantial (Fig. 9.19).

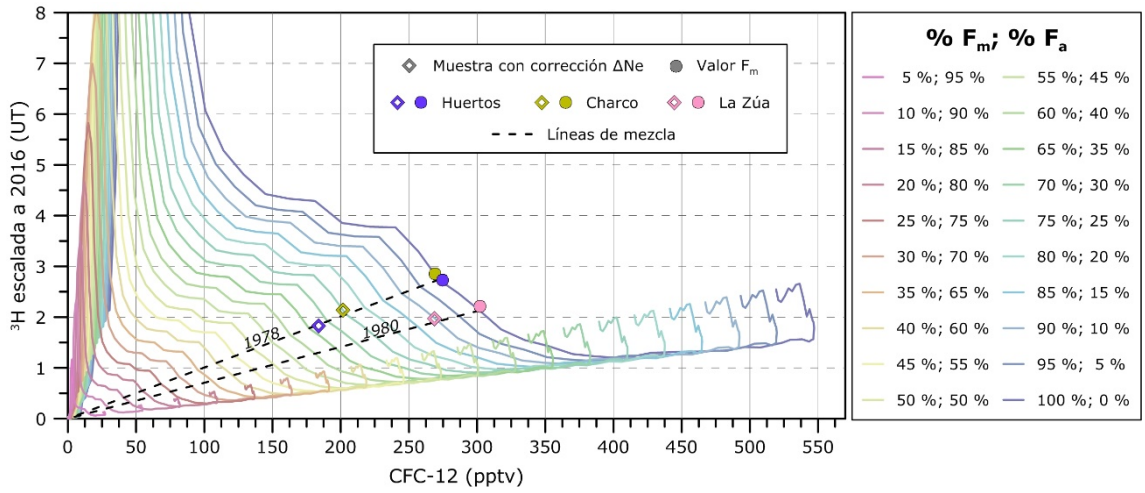


Figura 9.19. Función de entrada de CFC-12 frente a ^{3}H escalada a 2016 y suavizada mediante una media móvil ponderada a intervalos de 5 años (MMP-5) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas (F_a), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con ΔNe, los contenidos de CFC-12 y ^{3}H medios de sus fracciones modernas (F_m) y las líneas de mezcla

En la tabla 9.5 se presentan los resultados derivados del tratamiento conjunto de ^{3}H y CFC-12. El manantial cuyas aguas disponen de un mayor porcentaje de agua libre de trazador (F_a = 33 %) es Huertos, en el que la F_m tendría una fecha de infiltración igual a la de la surgencia de Charco, 1978, aunque este último disponga de una F_a ligeramente menor (F_a = 25 %). En cambio, el manantial de La Zúa presenta el porcentaje más bajo de agua libre de trazador (F_a = 11 %), a pesar de que la fecha de infiltración de la F_m, 1980, no difiere mucho de la de las otras surgencias.

Punto	**Ref.**	**Muestra**			**MMP-5**				
		CE_m	**^{3}H**	**CFC-12**	**F_m (%)**	**F_a (%)**	**Inf. F_m**	**^{3}H F_m**	**CFC-12 F_m**
Huertos	[M-59]	1863	1,8	184,0	0,67	0,33	1978	2,7	274,6
Charco	[M-73]	1651	2,1	201,8	0,75	0,25	1978	2,9	269,1
La Zúa	[M-75]	1573	2,0	268,8	0,89	0,11	1980	2,2	302,0

Tabla 9.5. Concentración de ^{3}H (UT) y CFC-12 (pptv) determinados en las muestras analizadas y resultados de la datación conjunta de ambos trazadores. MMP-5, media móvil ponderada con periodo de 5 años; CE_m, valores medios de conductividad eléctrica durante los muestreos para dataciones; F_m, fracción moderna; F_a, fracción antigua; *Inf.*, fecha de infiltración media de la F_m

Los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa muestran diferencias de mineralización con valores de CE medios de 1863, 1651 y 1573 µS/cm, respectivamente (Tab. 9.5). Los porcentajes de F_a calculados a partir del modelo de mezcla binario de ^3H y CFC-12 son coherentes con dicha mineralización. La F_a de las aguas subterráneas habría estado más tiempo interaccionando con los minerales del medio, por lo que habría adquirido una mayor concentración de SO_4^{2-}, Ca^{2+} y Mg^{2+}, entre otros.

9.7. Integración de resultados hidroquímicos, isotópicos y de dataciones mediante trazadores ambientales. Implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico

La combinación de técnicas de datación de aguas subterráneas, basadas en algunos de los trazadores ambientales, junto con métodos hidroquímicos, posibilita una mejor comprensión de los flujos de agua subterránea y su tiempo de residencia en el acuífero.

De forma general, se observa que la mineralización de los manantiales localizados en la Zona Interna del acuífero de Jarastepar aumenta a medida que disminuye la cota de surgencia. Así mismo, existe relación entre el porcentaje de muestra que está constituido por aguas antiguas y el contenido en solutos disueltos (Tab. 9.5). Hay una relación inversa entre la CE media y el contenido en ^3H del agua de los manantiales (Fig. 9.8.A). Esta relación negativa sugiere que las muestras más mineralizadas podrían tener mayor contribución de agua libre de ^3H (infiltrada antes de 1953), más antiguas y, por tanto, han podido disolver más cantidad de soluto. El hecho de que el grado de correlación no sea muy elevado ($R^2 = 0,5$) (Fig. 9.8.A) puede estar condicionado por el bajo número de muestras y puntos de muestreo, así como por la complejidad de la curva de entrada del ^3H y por la heterogeneidad litológica del acuífero.

Los valores de $^4He_{rad}$ y las concentraciones de SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+} y $\delta^{13}C$ se relacionan de manera positiva (Fig. 9.20), es decir, las aguas más mineralizadas (Huertos) tienen más $^4He_{rad}$ que aquellas con una mineralización menor (La Zúa). Esto también indica cierta relación entre la cantidad de solutos disueltos en agua y el tiempo de residencia en el sistema acuífero, ya que la incorporación de $^4He_{rad}$ al flujo requiere

de considerables periodos de interacción agua-roca (Torgersen y Clarke, 1985; IAEA, 2013).

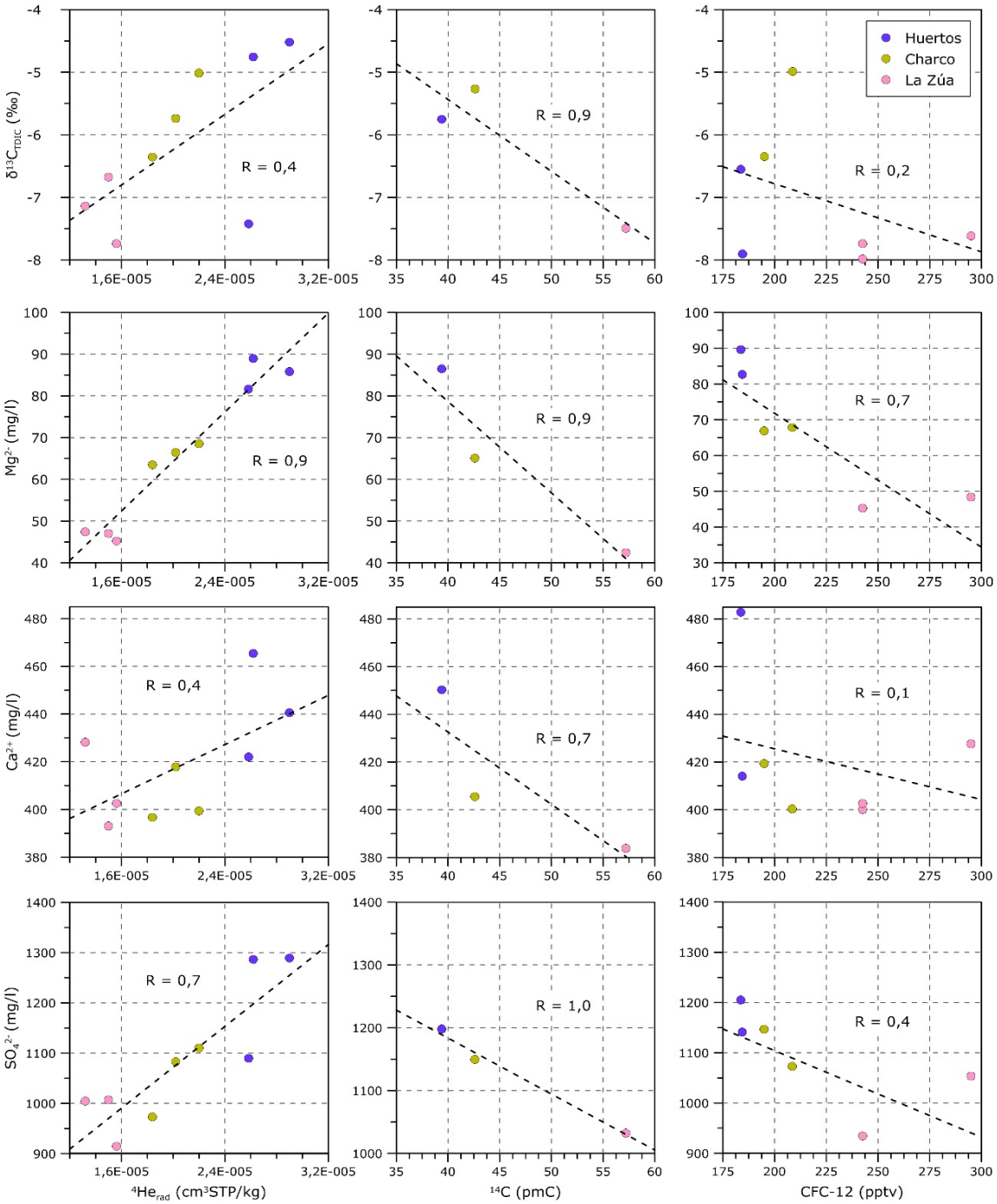


Figura 9.20. Relaciones entre resultados hidroquímicos (SO_4^{2-}, Ca^{2+} y Mg^{2+}), isotópicos ($\delta^{13}C$) y de trazadores radioactivos ambientales ($^4He_{rad}$, ^{14}C y CFC-12) de las aguas drenadas por los principales manantiales situados en la Zona Interna de la sierra de Jarastepar

La señal de ^{14}C detectada en las muestras de agua de los manantiales presenta relación negativa frente a los iones mayoritarios de estas (Fig. 9.20). La menor actividad de ^{14}C se ha medido en las aguas de Huertos (Tab. 9.4), lo que, según los cálculos del MMB, indicaría que se trata del manantial que recibe más aportación de aguas de mayor edad. Por otra parte, la mayor actividad de ^{14}C ha sido medida en La Zúa, por lo que recibiría una mayor contribución de flujos subterráneos con menor tiempo de residencia. El grado de correlación determinado es elevado (entre 0,7 y 1,0), pero esto puede ser debido a que solo se dispone de una campaña de muestreo. Además, es necesario recordar que existen procesos químicos y físicos (dedolomitización, metanogénesis, etc.) que pueden variar el contenido de ^{14}C y, por tanto, de la edad del agua referida a dicho isótopo.

La aplicación de esta metodología tan solo corrobora la evolución hidrogeoquímica de las aguas drenadas por los manantiales situados en la Zona Interna. De este modo, las aguas de la surgencia de Huertos serían las que presentan una mayor evolución hidrogeoquímica dentro del grupo de manantiales considerados. Todo ello pondría de manifiesto la existencia de flujos más profundos o con trayectorias más complejas como consecuencia de los materiales de baja permeabilidad que se encuentran en el contacto tectónico entre la Zona Externa y la Zona Interna y la homogeneización que tiene lugar en la potente zona saturada de este sector.

La concentración de CFC-12, corregida según ΔNe, disminuye inversamente con la CE (Fig. 9.20). Así, las muestras de aguas más jóvenes (La Zúa) suelen tener mayores contenidos en CFC-12 y menor mineralización, mientras que las aguas con mayor contribución de componentes antiguas (Huertos) tendrían valores de CFC-12 menores, como consecuencia de su dilución con mayor cantidad de agua libre de trazador, que estaría asociado a una mayor interacción agua-roca.

Finalmente, la implementación de distintas metodologías (hidroquímica, isótopos y trazadores ambientales) refuerza la interpretación del funcionamiento hidrodinámico del acuífero de la sierra de Jarastepar propuesto en apartados anteriores. Se trata de un sistema kárstico complejo, en el que los principales factores que condicionan el flujo de las surgencias situadas en la Zona Interna es la heterogeneidad geológica de la zona de contacto mayor, así como la capacidad de almacenamiento que proporcionan los materiales carbonáticos triásicos situados por debajo de las rocas de

baja permeabilidad (complejos Maláguide y Alpujárride), con un desarrollo kárstico menor que el que les corresponde a las calizas jurásicas de la Zona Externa. Así, el manantial de La Zúa, situado a mayor altitud, recibe flujos de menor recorrido y con mineralización relativamente más baja, mientras que la surgencia de Huertos, localizada a menor cota, drena aguas con elevados valores de ^{4}He, pero bajo contenido de CFC-12 y ^{3}H. No obstante, en dichos manantiales convergen flujos de mayor tiempo de residencia con otros más cortos o recientes, es decir, el agua de estas surgencias es una mezcla de aguas con ^{3}H y CFC, con otra libre (o con concentraciones muy bajas) de estos, pero con mayor contenido en ^{4}He.

10. CONCLUSIONES

En el capítulo final de esta memoria se presentan las conclusiones de la investigación llevada a cabo en el marco de la Tesis Doctoral, de acuerdo con los objetivos planteados al inicio de la misma. Por una parte, se sintetizan los resultados de la caracterización hidrogeológica de los acuíferos delimitados en el área de estudio. Por otro lado, se discute la aplicabilidad de las diferentes metodologías empleadas, así como su interés potencial para avanzar en la comprensión del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos.

10.1. Conclusiones referentes a la caracterización hidrogeológica de los acuíferos investigados

El área de estudio se sitúa en la parte occidental de la provincia de Málaga, en la comarca de la Serranía de Ronda. Se trata de dos alineaciones montañosas subparalelas entre sí, con una orientación general NE-SO, constituidas por los relieves carbonáticos de Las Viñas y Alto del Unicornio, al O, y por la sierra de Jarastepar, Los Riscos y Cancho de Almola, al E. La superficie total de investigación ocupa 113 km^2 y tiene de una altitud media de 894 m s.n.m. La cota más baja (380 m s.n.m.) se encuentra en su extremo occidental, en el valle del río Guadiaro, mientras que la más alta (1427 m s.n.m.) corona la sierra de Jarastepar.

Desde el punto de vista geológico, en la región afloran materiales pertenecientes a los tres dominios principales de la Cordillera Bética: Zona Externa, Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar y Zona Interna. La Zona Externa ocupa la mayor parte del ámbito de estudio y sus materiales acuíferos están formados por calizas y dolomías jurásicas (espesor $>$ 500 m) pertenecientes al Subbético Interno Occidental o Penibético. En su base se encuentran materiales arcilloso-evaporíticos triásicos y a techo se sitúan las margas y margocalizas cretácicas. El Flysch del Campo de Gibraltar está formado por arcillas y areniscas. Por su parte, la Zona Interna incluye cuatro unidades diferentes: Unidad de Enamorados (Almola) y Unidad de Nieves, ambas integrantes de las denominadas Unidades Frontales, en las que existen calizas y dolomías de edad triásica y jurásica (espesor conjunto $>$ 1000 m), y los complejos Alpujárride y Maláguide, cuyos materiales son principalmente ígneos y metamórficos de baja permeabilidad.

La estructura geológica es particularmente compleja, como consecuencia de su situación en el contacto tectónico entre las zonas Externa e Interna. La estructura queda definida por la superposición tectónica de los dominios geológicos previamente mencionados. Los materiales de la Zona Externa ocupan la posición inferior, mientras que los correspondientes a la Zona Interna se sitúan en la parte superior de la pila estructural. Entre ambos dominios aparecen imbricados los materiales de baja permeabilidad correspondientes al Flysch del Campo de Gibraltar. La superficie de cabalgamiento que recorre el borde meridional y oriental del área de estudio, y que separa la Zona Externa de la Interna, pasa de una posición subhorizontal en el sector de Parauta a otra disposición notablemente inclinada hacia el SE en las inmediaciones de la localidad de Júzcar. En detalle, la estructura de los macizos carbonáticos de la Zona Externa corresponde a un anticlinorio de dirección NE-SO, cuyo flanco SE, con buzamiento 25-35°, cabalga sobre sí mismo y sobre su núcleo mediante fallas inversas desarrolladas a favor de materiales arcillosos-evaporíticos del Triásico. En el caso de la Zona Interna, la Unidad de Nieves consiste en un pliegue sinclinal tumbado con dirección axial N40°-60°E y vergente al NO, aunque en el área de estudio esta estructura se encuentra muy laminada a favor de los contactos tectónicos. El conjunto de la estructura ha sido posteriormente afectado por otras fracturas oblicuas, con direcciones predominantes NE-SO y N-S.

Los afloramientos carbonáticos que se encuentran en el ámbito de estudio, principalmente las calizas jurásicas, presentan un notable desarrollo del modelado kárstico. Existen morfologías exokársticas como campos de lapiaces, dolinas, sumideros y alguna uvala, así como depósitos de travertinos asociados a las principales surgencias permanentes de agua.

El área investigada en la presente Tesis Doctoral se caracteriza por tener un clima Mediterráneo continental con inviernos fríos, veranos cálidos y lluvias concentradas en otoño e invierno. Su situación geográfica entre dos importantes relieves como son la Sierra de las Nieves, al E, y la sierra de Líbar, al O, con una altitud media superior en ambos casos, hace que llueva algo menos en la zona de estudio que en los relieves mencionados. El análisis de series temporales de precipitaciones de 65 años (1950/51-2016/17) revela que, independientemente del tipo de año que se considere (húmedo, seco o medio), existe un aumento progresivo de pluviometría de N a S. Así, en la parte septentrional, que limita con la Depresión de Ronda, las precipitaciones son más escasas que las que tienen lugar en el borde meridional, sobre las poblaciones de Atajate, Alpandeire o Cartajima. La

precipitación media aritmética anual es 1050 mm, mientras que la temperatura es de 15,5 °C.

Durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17) se registró una precipitación media anual de 934 mm y una temperatura media del aire de 15,8 °C. Se considera, por tanto, un periodo climático de tipo medio, ligeramente cálido.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las calizas y dolomías jurásicas de la Zona Externa, y en menor medida los materiales carbonáticos de la Zona Interna, son permeables por fisuración y/o karstificación. Los afloramientos de dichas rocas ocupan una superficie conjunta de 45,3 km^2. La recarga se produce por infiltración del agua de lluvia y excepcionalmente de fusión nival. Durante eventos de precipitación importantes se genera infiltración concentrada a través de varios sumideros kársticos, como los que se sitúan en la uvala que hay al N del Cancho de Almola o en las inmediaciones de la cantera de áridos de Parauta. Por su parte, la descarga tiene lugar por los manantiales situados en el borde S de la sierra de Jarastepar, hacia la cuenca del río Genal, y por el borde oeste de los macizos de Las Viñas y Alto del Unicornio, hacia el río Guadiaro. Apenas existen sondeos y las extracciones por bombeo son insignificantes en comparación con las salidas naturales.

Se han realizado ensayos de trazadores artificiales que han permitido establecer los límites del borde oriental del área de estudio. Los trazadores inyectados en la sierra de Jarastepar y en el afloramiento de Cancho de Almola se han detectado en los manantiales *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón en tiempos inferiores a 15 horas, con velocidades de flujo muy rápidas (hasta 600 m/h), y una dirección dominante NE-SO, que coincide con las principales directrices estructurales.

Durante el periodo de investigación, la tasa de recarga media según el método APLIS ha sido del 49 % de la precipitación. Así, en el sector de la sierra de Jarastepar, el valor promedio de la recarga que tiene lugar sobre los afloramientos carbonáticos de la Unidad de Nieves y Enamorados (3,1 hm^3/año en 9,3 km^2) fue claramente inferior al volumen medio anual (7,8 hm^3/año) de recursos hídricos drenados por los manantiales situados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa). Por otra parte, la cantidad de recarga estimada para los afloramientos carbonáticos jurásicos de la Zona Externa (9,7 hm^3/año en 28,7 km^2) no es coherente con la descarga medida en sus manantiales (*TP* Alfaguara+*TP* Pozancón =

4,6 hm^3/año). La aproximación más coherente en el balance hidrogeológico se obtiene cuando se consideran de manera conjunta los afloramientos carbonáticos orientales de la Zona Externa (sierra de Jarastepar) y los de la Zona Interna (12,8 hm^3/año en 38 km^2), con una descarga media medida de 12,4 hm^3/año hacia el cauce del río Genal. En el sector occidental, sobre los afloramientos permeables de los macizos de Las Viñas-Alto del Unicornio, se ha estimado una recarga media (3,7 hm^3/año) durante el periodo de estudio, acorde con el volumen medio de descarga medido (3,3 hm^3/año) hacia el cauce del Guadiaro.

A partir de la estructura geológica y de las cotas de surgencia de los manantiales, y considerando los resultados obtenidos en los ensayos con trazadores y en el balance hidrogeológico, se han diferenciado dos acuíferos independientes en el área objeto de esta Tesis Doctoral: el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio, al O, y el de la sierra de Jarastepar, en el que se incluyen los relieves de Los Riscos, Cancho de Almola y sectores adyacentes, conformados por afloramientos de calizas y dolomías de la Unidad de Nieves, al E.

A continuación se resumen los límites, geometría y recursos hídricos, así como el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos diferenciados.

El ***acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio*** tiene una superficie de 7,2 km^2 de afloramientos carbonáticos limitados, al N, por el contacto estratigráfico entre las calizas jurásicas y las margas y margocalizas cretácicas sobre el que se superponen tectónicamente las arcillas y areniscas del Flysch. Al S, por un contacto mecánico entre los materiales de la Zona Externa y los de baja permeabilidad del Flysch y Complejo Maláguide. Al O, por un límite de naturaleza hidráulica que coincide con el valle del río Guadiaro; y, al E, por los materiales triásicos de baja permeabilidad que constituyen el núcleo del pliegue anticlinal de la sierra de Jarastepar. Los recursos medios del acuífero (3,7 hm^3/año) se drenan principalmente por el borde O, a través de los manantiales de Arroyo del Agua (427 m s.n.m.) y Fuente Grande (410 m s.n.m.); en menor medida, por algunas surgencias esporádicas (*trop-plein*) que aparecen en periodos de aguas altas, generalmente sobre margocalizas cretácicas que se encuentran próximas a las calizas jurásicas. Además, no se puede descartar que exista cierta descarga difusa hacia el cauce del río Guadiaro.

El análisis hidrodinámico, hidrotérmico, hidroquímico e isotópico del agua subterránea drenada por las dos surgencias principales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio pone de manifiesto comportamientos hidrogeológicos muy parecidos. Tras eventos de precipitaciones abundantes, las surgencias responden

con aumentos de caudal que muestran un desfase temporal de 2 a 3 días. Estas variaciones van acompañadas de ascensos en los valores de mineralización del agua, como consecuencia del aumento de la mayor parte de sus componentes químicos, incluidos los trazadores naturales de infiltración a través del suelo (NO_3^- y TOC). Los resultados obtenidos reflejan el flujo del agua por un sistema de conductos kársticos, en el que la zona no saturada participa activamente en condiciones de aguas altas.

El ***acuífero de la sierra de Jarastepar*** abarca una extensión total de 38,1 km^2 de afloramientos carbonáticos jurásicos permeables de la Zona Externa y dolomías y calizas triásicas y jurásicas de la Zona Interna (unidades de Enamorados y Nieves). Sus límites están definidos, al N y O, por el contacto estratigráfico concordante entre los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos poco permeables y las dolomías jurásicas de la Formación Jarastepar. Al S y SE, por el accidente tectónico de primer orden que pone en contacto, mediante cabalgamiento, las rocas de los complejos Alpujárride y Maláguide sobre las Unidades Frontales y, a su vez, estas últimas sobre los materiales del Penibético, con las arcillas del Flysch imbricadas entre ellos. Al E, por un umbral estructural formado por materiales de baja permeabilidad (Flysch). La descarga de sus recursos medios anuales (12,8 hm^3/año) se realiza principalmente por los manantiales permanentes del borde S (Huertos, Charco y La Zúa), situados en la Zona Interna, concretamente en el contacto mecánico entre la Unidad de Nieves y el Complejo Alpujárride. También existe descarga por surgencias que aparecen durante periodos de aguas altas, como son *TP* Alfaguara (658 m s.n.m.) y *TP* Pozancón (664 m s.n.m.), localizadas en el contacto mecánico entre la Zona Externa y el Flysch.

Las respuestas naturales registradas en los distintos puntos de surgencia (permanente y temporal) del acuífero de la Sierra de Jarastepar, así como la composición química de sus aguas, han revelado la existencia de flujos subterráneos completamente diferentes en el acuífero. Los manantiales situados en la Zona Externa, con aguas de facies bicarbonatada cálcica y valores medios de conductividad eléctrica y temperatura entre 274 - 348 µS/cm y 13,8 - 14,9 °C, respectivamente, presentan notables ascensos en los valores de trazadores naturales del suelo (NO_3^- y TOC) tras eventos de recarga significativos. Las bruscas variaciones (hidrodinámicas, hidrotérmicas e isotópicas) de los manantiales de tipo *trop-plein* frente a la recarga revelan un gran desarrollo de la karstificación funcional de la zona no saturada, formada por calizas y dolomías jurásicas y, en menor

medida, por materiales triásicos de las unidades de Nieves y Enamorados (al NE de la zona de estudio). Durante condiciones de recarga la participación de la zona no saturada predomina respecto a la de la zona saturada, cuya implicación es mayoritaria en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas. Así se constató a partir de los ensayos con trazadores artificiales durante eventos de recarga.

Por el contrario, los manantiales permanentes situados en la Zona Interna presentan respuestas amortiguadas tras los eventos de recarga junto con valores de mineralización y temperatura mayores, entre 1562 - 1870 µS/cm y 15,7 - 16,6 °C, respectivamente. De ellos, el agua de la surgencia de Huertos, situada a cota más baja (560 m s.n.m.), muestra los valores más elevados de temperatura y conductividad eléctrica, mientras que el manantial de La Zúa (603 m s.n.m.) es el que tiene los valores menos elevados. En la surgencia de Charco (589 m s.n.m.) se registran valores intermedios. Las aguas drenadas por estos tres manantiales son de facies sulfatada cálcica. Los valores de $\delta^{18}O\text{-}SO_4$ y el $\delta^{34}S\text{-}SO_4$ evidencian que el origen de los sulfatos está en las rocas evaporíticas (yeso) triásicas que forman parte del sustrato acuífero del dominio Penibético (Zona Externa). La mayor actividad de ^{222}Rn o los valores de $\delta^{13}C$ detectados en las aguas de las surgencias permanentes sugieren un mayor tiempo de interacción agua-roca. Por todo esto, es razonable pensar que en el acuífero de la sierra de Jarastepar existen también flujos que deben ser más profundos y lentos que los detectados en los manantiales situados en la Zona Externa. Los mayores tiempos de residencia de las aguas de los manantiales de Huertos, Charco y La Zúa fueron confirmados por los diversos métodos de datación aplicados. Dichas técnicas han demostrado que existe convergencia de flujos de agua subterránea de diferentes edades, con una fracción de esta mezcla (entre el 11 y el 33 %) que correspondería a una componente antigua (anterior a 1953) y otra parte de la mezcla (entre el 67 y el 89 %) que pertenecería a una componente moderna (posterior a 1953).

De todo lo anteriormente expuesto se deduce que la complejidad geológica y estructural de la franja de contacto entre la Zona Externa y la Zona Interna, junto con el gran espesor de zona saturada que existe en el sector meridional del acuífero, dan lugar a flujos subterráneos lentos y con mayor tiempo de permanencia en el acuífero, así como con una notable interacción agua-roca, que permite un aumento de la temperatura y la mineralización del agua, al tiempo que se produce cierta homogeneización en la composición química e isotópica. No obstante, se ha constatado que hay una evolución hidrogeoquímica progresiva desde la surgencia de La Zúa a la de Huertos.

10.2. Conclusiones referentes a la aplicabilidad de las metodologías utilizadas

En el marco de la presente Tesis Doctoral se han aplicado metodologías de diversa índole: técnicas geológicas, hidrodinámica, hidrotermia, hidroquímica, isótopos, trazadores ambientales y trazadores artificiales (Fig. 10.1). Todas ellas han resultado necesarias y han sido complementarias en el transcurso de esta investigación.

El análisis unilateral de los hidrogramas de los manantiales según su morfología y tiempos característicos informa sobre volúmenes de agua drenados, el tipo de respuestas y la modalidad de flujos o de las condiciones en las que estas se producen. Sin embargo, en acuíferos situados en áreas geológicamente complejas puede no explicar el funcionamiento hidrogeológico, como ha podido observarse en las surgencias de Huertos, Charco y La Zúa, situadas en la Zona Interna. Así, la interpretación de los parámetros obtenidos según el método de Mangin (1970, 1975) no es válida sin otro tipo de criterios complementarios; entre ellos, el contexto geológico y estructural claramente definido. Puede ocurrir, como en el acuífero de la sierra de Jarastepar, que haya manantiales con respuestas diferidas (k>1) debido a la presencia de materiales de baja permeabilidad o a la existencia de una zona saturada potente, situaciones que no están contempladas en la clasificación de Mangin.

En áreas con notable complejidad geológica y estructural, la interpretación unilateral de los resultados obtenidos a partir de las técnicas hidroquímicas, hidrotérmicas e isotópicas no es suficiente para clarificar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos. Ni siquiera considerándolas conjuntamente, como ha ocurrido en la presente investigación. Todas las metodologías citadas permiten hacer interpretaciones similares sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero oriental (sierra de Jarastepar), pero no son totalmente concluyentes.

Tampoco los trazadores fluorescentes, considerados como una de las técnicas más potentes en hidrogeología kárstica, han permitido concretar el funcionamiento general del área piloto. Dicha metodología es ideal para definir áreas de recarga, resolver límites, conexiones hidrogeológicas, sentido y velocidades de flujo en sistemas con una notable karstificación funcional, como se ha podido comprobar en el sector oriental del ámbito de estudio. Sin embargo, esta técnica presenta ciertas limitaciones cuando no se detectan los trazadores en los puntos de descarga, como

ha ocurrido en los manantiales localizados en la Zona Interna, o porque el medio presenta un menor grado de karstificación, o incluye materiales arcillosos de baja permeabilidad que retarden los flujos e incluso retengan los trazadores, o porque la zona saturada tenga gran espesor, como en el borde meridional del acuífero de la sierra de Jarastepar.

El conocimiento sobre las condiciones de flujo, el tiempo de residencia del agua en el acuífero y, en general, el funcionamiento hidrogeológico del sector SE del acuífero de la sierra de Jarastepar se ha completado después de utilizar diferentes técnicas de datación basadas en trazadores ambientales. Dichos métodos han sido escasamente aplicados en acuíferos kársticos alpinos de montaña, dado que en este tipo de medios los flujos suelen ser relativamente rápidos y las aguas no presentan un tiempo de residencia elevado. Sin embargo, en sistemas con cierta complejidad geológica, como en el caso del área de estudio, permiten la datación de aguas antiguas y pone de manifiesto la convergencia de flujos de diferentes edades.

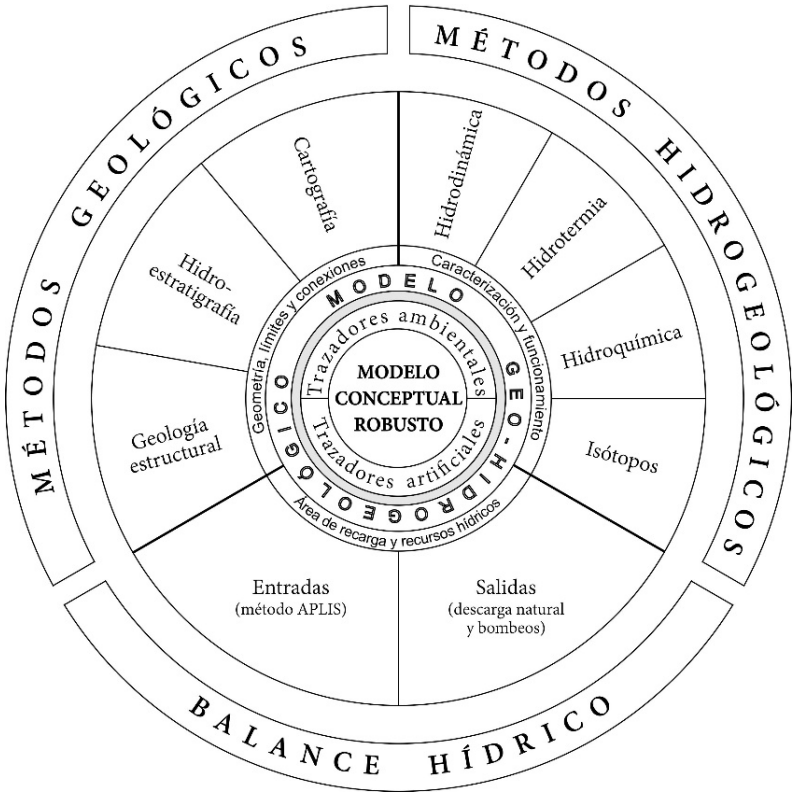


Figura 10.1. Representación esquemática del procedimiento metodológico llevado a cabo en la presente investigación

La conclusión metodológica más importante es que en acuíferos kársticos de cierta complejidad estructural, como los investigados en la presente Tesis Doctoral,

el análisis de los resultados de una técnica por separado no suele precisar el funcionamiento del sistema. La mayor fortaleza estriba en considerar diversas técnicas hidrogeológicas complementarias, partiendo de un adecuado conocimiento geológico. Esta aproximación multi-criterio es la que permite elaborar un modelo conceptual robusto del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos (Fig. 10.1). Por tanto, el marco metodológico llevado a cabo en la presente investigación puede ser utilizado como protocolo a seguir en acuíferos kársticos alpinos que presenten similares características geológicas.

11. CONCLUSIONS

The final chapter of this Dissertation presents the conclusions of the scientific research carried out in the framework of the PhD Thesis, in agreement with the objectives put forth at its onset. First, the results of the hydrogeological characterization of the aquifers delimited in the study area are synthesized. Secondly, the applicability of the different methodologies used is discussed, along with their potential interest to advance in our understanding of the hydrogeological functioning of karst aquifers.

11.1. Conclusions referring to the hydrogeological characterization of the investigated aquifers

The pilot site is situated in the western part of the province of Malaga, in the region known as the Serranía de Ronda. It consists of two subparallel mountainous alignments, with a general NE-SW orientation, made up of the carbonate reliefs of Las Viñas and Alto del Unicornio to the west, and to the east the Sierra of Jarastepar, Los Riscos and Cancho de Almola. The total surface of study takes up 113 km^2 and has a mean altitude of 894 m a.s.l. The lowest point (380 m a.s.l.) lies in the western end, in the valley of the Guadiaro River, while the highest point reaches 1427 m a.s.l. in the Sierra de Jarastepar´s peak.

Geologically, the region contains outcrops of materials belonging to the three main domains of the Betic Cordillera, namely: the External Zone, the Campo de Gibraltar Flysch Complex, and the Internal Zone. The External Zone occupies the largest proportion of the study area and its permeable materials consist of Jurassic limestones and dolomites (thickness > 500 m) belonging to the Western Internal Subbetic, or Penibetic Domain. Triassic clayey-evaporitic materials lie at its base and Cretaceous marls and marly limestones atop. The Campo de Gibraltar –Flysch-Complex is formed by clays and sandstones. In turn, the Internal Zone includes four different units: the Enamorados (Almola) and Nieves Units, both integrating the so-called Frontal Units, with limestones and dolomites of Traissic and Jurassic age (joint thickness > 1000 m); and the Alpujarride and Malaguide complexes, whose materials are mostly igneous or metamorphic, of low permeability.

The geological structure of the study area is particularly complex, due to its situation at the tectonic contact between the External and Internal zones. The

structure is defined by the tectonic superposition of the geological domains specified above. The materials of the External Zone occupy the lowest position, whereas those corresponding to the Internal Zone are found in the upper part of the structural pile. Between the two domains appear imbricated materials of low permeability corresponding to the Campo de Gibraltar Complex. The thrusting surface that runs along the middle and eastern border of the study area, separating the External Zone from the Internal one, transitions from a sub-horizontal geometry in the Parauta sector to another markedly SE inclined disposition in the vicinity of the village of Júzcar. In detail, the structure of the carbonate massifs of the External Zone correspond to an anticline of NE-SW direction, whose SE flank, dipping 25-35º overthrusts itself by means of inverse faulting developed in favor of Triassic clayey-evaporitic materials. In the case of the Internal Zone, the Nieves Unit consists of a reverse synclinal fold with N-40º-60ºE axial direction and vergence to the NW, although within the study area this structure is laminated in favor of the tectonic contacts. The whole set of material involved in the structure was affected by posterior fracturing, largely with NE-SW and N-W orientation.

The carbonate outcrops found in this area, especially the Jurassic limestones, present a noteworthy development of karst features. There are exokarstic morphologies such as karrenfields, dolines, sinkholes and some uvala, as well as travertine deposits associated with the main permanent springs.

The area studied for this PhD Thesis features a continental Mediterranean climate with cold winters, hot summers, and rainfall concentrated in autumn and winter. Its geographic situation between two significant reliefs —the Sierra de las Nieves to the east, and the Sierra de Líbar to the west, both of high mean altitudes— causes it to rain somewhat less in the study area than in the other reliefs themselves. Analysis of the temporal series of precipitations over 65 years (1950/51-2016/17) reveals that, regardless of the type of year considered (wet, dry or medium), there is a progressive pluviometric decrease from S to N. Thus, in the northern part, which borders on the Ronda Depression, precipitation is lower than along the middle border, by the villages of Atajate, Alpandeire or Cartajima. The arithmetic mean annual precipitation is 1050 mm, and the temperature is 15.5 °C.

During the period of research (2014/15-2016/17) a mean annual precipitation of 934 mm was calculated, with a mean air temperature of 15.8 °C. It is therefore considered to have a climatic period of the medium type, slightly dry.

From the hydrogeological standpoint, the Jurassic limestones and dolomites of the External Zone, and to a lesser extent the carbonate rocks of the Internal Zone, are permeable due to fissuring and/or karstification phenomena. The outcrops of these rocks occupy an overall surface of 45.3 km^2. Recharge is produced by the infiltration of rainwater and exceptionally, from melting snow. During significant rainfall events, concentrated infiltration occurs through several sinkholes, such as those situated in the uvala found N of Cancho de Almola or nearby the quarry of Parauta. Discharge takes place through the springs found along the S border of the Sierra de Jarastepar, toward the Genal River basin, and through the western border of the Las Viñas and Alto del Unicornio massifs, toward the Guadiaro River. There are hardly any wells, and extraction by pumping is insignificant in comparison with the natural discharge.

Results derived from tracer tests have made it possible to establish the limits of the eastern border of the pilot site. The tracers injected in the Sierra de Jarastepar and in the Cancho de Almola outcrop were detected in *TP* Pozancón and *TP* Alfaguara springs of in less than 15 hours, with very rapid flow velocities (up to 600 m/h) and a predominantly NE-SW direction, which coincides with the main structural directions.

During the research period, the average rate of recharge, according to the APLIS method, was 49% of precipitation. Thus, in the sector of the Sierra de Jarastepar, the mean value of recharge taking place over the carbonate outcrops of the Nieves and Enamorados Units (3.1 hm^3/year in 9.3 km^2) was clearly inferior to the mean annual volume (7.8 hm^3/year) of water resources drained by the springs situated in the Internal Zone (Huertos, Charco and La Zúa). The amount of recharge estimated for the Jurassic carbonate outcrops of the External Zone (9.7 hm^3/year in 28.7 km^2) is not coherent with the discharge measured in its springs (*TP* Alfaguara+*TP* Pozancón = 4.6 hm^3/year). The most coherent approximation in the water budget is obtained when jointly considering the eastern carbonate outcrops of the External Zone (Sierra de Jarastepar) and those of the Internal Zone (12.8 hm^3/year in 38 km^2), with an average discharge measured of 12.4 hm^3/year toward the Genal River basin. In the western sector, above the permeable outcrops of the Las Viñas-Alto del Unicornio massif, a mean recharge of 3.7 hm^3/year was estimated during the study period, in agreement with the mean discharge measured (3.3 hm^3/year) toward the Guadiaro riverbed.

In view of the geological structure and altitude of the discharge points, and bearing in mind the results obtained in the tracer tests and in the water budget,

two independent aquifers were identified for the area studied in this PhD Thesis: Las Viñas-Alto del Unicornio aquifer, to the west, and Sierra de Jarastepar aquifer, to the east. This includes Los Riscos, Cancho de Almola and adjacent sectors conforming limestone and dolomite outcrops of the Nieves Unit, to the east.

The limits, geometry and water resources of each aquifer are summarized below, as well as the hydrogeological functioning.

The ***Las Viñas-Alto del Unicornio aquifer*** has a surface of 7.2 km^2 of carbonate outcrops limited, to the N, by the stratigraphic contact between the Jurassic limestones and the Cretaceous marls and marly limestones upon which the Flysch clays and sandstones tectonically lie; to the S, by a mechanical contact between the External Zone materials and those of low permeability of the Flysch and of the Malaguide Complex; to the W, by a hydraulic limit that coincides with the valley of the Guadiaro River; and to the E, by the low permeability materials of Triassic origin that constitute the core of the anticlinal fold of the sierra de Jarastepar. The mean resources of the aquifer (3.7 hm^3/year) are drained mainly along the western border, through the springs of Arroyo del Agua (427 m a.s.l.) and Fuente Grande (410 m a.s.l.); and to a lesser degree, through some sporadic overflow springs that appear in high water conditions, generally over Cretaceous marly limestones found near the Jurassic limestones. In addition, some diffuse discharge along the riverbed of the Guadiaro River could be possible.

The hydrodynamic, hydrothermal, hydrochemical and isotopic analysis of the groundwater drained by the two main springs of the Las Viñas-Alto del Unicornio aquifer indicates very similar hydrogeological behaviors. After events of abundant precipitation, the outlets respond with increased flows that show a temporal delay of 2 to 3 days. These variations are accompanied by increases in the values of water mineralization, as a result of the greater concentration of its chemical components, including the natural tracers of infiltration through the soil (NO_3^- and TOC). The results obtained reflect a karst –conduit- flow system, in which the unsaturated zone participates actively during high water conditions.

The ***Sierra de Jarastepar aquifer*** takes up a total area of 38.1 km^2 of permeable Jurassic carbonate outcrops of the External Zone and dolomites and Triassic and Jurassic limestones of the Internal Zone (Units of Enamorados and Nieves). Their limits are defined to the N and W by the stratigraphic contact between the Triassic clayey-evaporitic materials of low permeability and the Jurassic dolomites of the Jarastepar Formation; and to the S and SE, by the

tectonic accident of the first order that places in contact, by thrusting, the rocks of the Alpujarride and Malaguide complexes over the Frontal Units and, in turn, the latter above the Penibetic rocks with the Flysch clays imbricated in between. It is limited to the E by a structural threshold formed by materials of low permeability (Flysch). Discharge (12.8 hm^3/year) takes place mainly through the permanent springs along the southern border (Huertos, Charco and La Zúa), situated in the Internal Zone, concretely at the mechanical contact between the Nieves Unit and the Alpujarride Complex. There is also discharge through overflow springs that appear during periods of high water, such as the *TP* Alfaguara (658 m a.s.l.) and *TP* Pozancón (664 m a.s.l.), located at the mechanical contact between the External Zone and the Flysch.

The natural responses registered in the different springs (permanent and seasonal) of the Sierra de Jarastepar aquifer, as well as the chemical composition of the waters, reveal the existence of two different flow behaviors in the aquifer. The springs situated in the External Zone, with calcium bicarbonate facies and with mean values of electrical conductivity and temperature between 274 - 348 µS/cm and 13.8 – 14.9 °C, respectively, present noteworthy increases in the values of natural tracers of infiltration (NO_3^- and TOC) after events of considerable recharge. The quick variations (hydrodynamic, hydrothermal and isotopic) in the overflow type springs with respect to the recharge indicate a markedly development of the functional karstification in the unsaturated zone, formed by Jurassic limestones and dolomites, and, to a lesser extent, by Triassic materials of the Nieves and Enamorados Units (NE of the study area). During conditions of recharge, participation of the unsaturated zone predominates over that of the saturated zone, whose implication is greater in hydrodynamic conditions of low waters. This was consistent with the tracer tests performed during recharge events.

On the contrary, the permanent springs situated in the Internal Zone present buffered responses after the recharge events, together with higher values for mineralization and water temperature, respectively from 1562 to 1870 µS/cm and 15.7 to 16.6 °C. Of these, the water of the Huertos spring, at the lowest altitude (560 m a.s.l.), shows the highest values for temperature and electrical conductivity, while La Zúa spring (603 m a.s.l.) gives the lowest values. Intermediate values were recorded in Charco spring (589 m a.s.l.). The groundwater drained by these three outlets are of calcium sulfate facies. The values for $\delta^{18}O\text{-}SO_4$ and $\delta^{34}S\text{-}SO_4$ evidence an origin of the sulfates in the Triassic evaporitic rocks (gypsum) that form part of the aquifer substrate of the Penibetic Domain (External Zone). The increased

activity of ^{222}Rn or the values of $\delta^{13}C$ detected in the permanent spring waters suggest a greater water-rock interaction. For all these reasons, it is reasonable to surmise that in the aquifer of the Sierra de Jarastepar there also exist flows that would be deeper and slower than the ones detected in the springs of the External Zone. The greater residence times of the waters from Huertos, Charco and La Zúa springs were confirmed by the diverse dating age methods applied. These techniques demonstrate that there is a convergence of groundwater flows of different ages, with a fraction of this mixture (from 11% to 33%) corresponding to an older component (before 1953) and another part of the mixture (67% to 89%) representing a modern component (post 1953).

The findings highlighted above suggest that the geological and structural complexity of the contact between the External Zone and the Internal Zone, together with the great thickness of the saturated zone within the southern border of the aquifer, give rise to slow groundwater flows with a greater time of permanence in the aquifer, as well as noteworthy water-rock interactions. This leads consequently to an increase in water temperature and in the values of mineralization. At the same time, a certain homogenization in the chemical and isotopic composition is produced. Notwithstanding, it is clear that there is a progressive hydrogeochemical evolution from the spring of La Zúa to that of Huertos.

11.2. Conclusions regarding the applicability of the methodologies used

In the framework of the present PhD Thesis, an array of methodologies was applied: geological surveys, hydrodynamic, hydrothermal, hydrochemical, isotope, environmental tracers and artificial tracers (Fig. 10.1). All proved necessary, being complementary in the course of the research.

The unilateral analysis of the spring hydrographs, according to their morphology and characteristic times, provides information about the volumes of water drained, the type of response, and the modality of flows or the conditions under which they occur. However, in aquifers situated in geologically complex areas, it may not explain the hydrogeological functioning, as was observed here for the Huertos, Charco and La Zúa springs, situated in the Internal Zone. Hence, the interpretation of the parameters obtained using the Mangin approach (1970, 1975)

is not valid if no other type of complementary criteria is used, e.g. the geological and structural context clearly defined. It may be, as in the case of the aquifer of the Sierra de Jarastepar, that springs with differed responses (k>1) exist due to the presence of low permeability materials, or to the existence of a potent saturated zone, situations that are not contemplated under Mangin´s classification.

In areas featuring remarkable geological and structural complexity, the unilateral interpretation of the results obtained from the hydrochemical, hydrothermal and isotopic techniques proves insufficient to clarify the hydrogeological functioning of the aquifers — not even when considering them on the whole, as was done in this research. All the cited methodologies allow for similar interpretations about the hydrogeological functioning of the eastern aquifer (Sierra de Jarastepar), but they are not conclusive.

Likewise, the fluorescent tracers, held to be a most powerful technique for Karst Hydrogeology, served to explain the general functioning of the pilot site. This methodology is ideal for defining areas of recharge, resolve boundaries, check hydrogeological connections, and the direction and velocities of flow in systems having noteworthy functional karstification, as in the eastern sector of the study site was corroborated. Yet this technique presents certain limitations when the tracers are not detected at the discharge points, as occurred in the springs located in the Internal Zone, either because the media presents a lesser degree of karstification, or it includes clayey materials of low permeability that retard the flow or even retain the tracers, or else because the saturated zone is of great thickness, or it has high capacity to homogenize.

Knowledge of the flow conditions, the residence time of the water in the aquifer and, in general, the hydrogeological functioning of the SE sector of the Sierra de Jarastepar aquifer was completed after using different dating techniques based on environmental tracers. Such methods have scarcely been applied in alpine karstic aquifers in mountains, given that in this type of setting the flows tend to be relatively rapid and the waters do not present a high time of residence. Still, in systems entailing a certain geological complexity, as is the case of this study area, they allow for the dating of older waters and make manifest the convergence of flows of different ages.

The most relevant methodological conclusion drawn is that in somewhat structurally complex karstic aquifers, like the ones investigated in this PhD Thesis, analysis of the results of one single technique is generally insufficient for

determining how the system functions. The main strength of this work resides in considering diverse and complementary hydrogeological techniques, based on adequate geological background knowledge. This multi-criteria approach makes it possible to elaborate a robust conceptual model of the hydrogeological functioning of karstic aquifers (Fig. 10.1). Therefore, the methodological framework put forth in this research may be held up as a protocol to be followed in the context of alpine karstic aquifers presenting similar geological features.

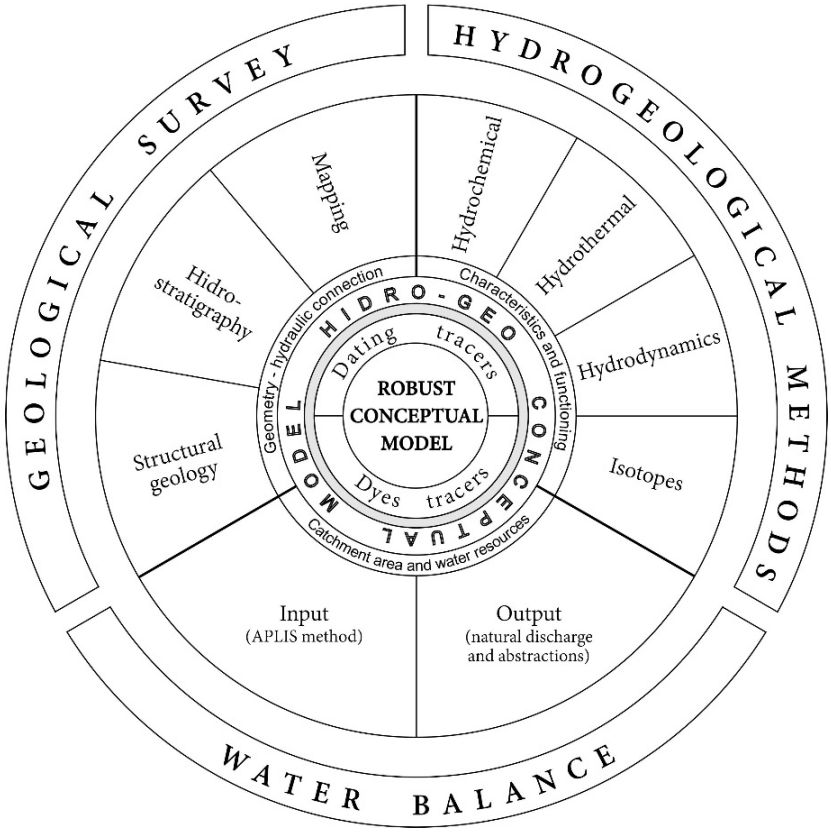


Figure 11.1. Schematic representation of the methodological procedure carried out in the present research

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Agencia Estatal de Meteorología e Intituto de Meteorología de Portugal (2011). Atlas climático Ibérico. 79 pp. ISBN: 978-84-7837-079-5.

Akesson, M., Suckow, A., Visser, A., Sültenfuss, J., Laier, T., Purtschert, R. y Sparrenbom, C.J. (2015). Constraining age distributions of groundwater from public supply wells in diverse hydrogeological settings in Scania, Sweden. *Journal of Hydrology*, 528: 217-229.

Alcalá, F.J. (2005). Recarga a los acuíferos españoles por medio de un balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (España). 719 pp.

Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2014). Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large varied territory. *Hydrological Processes*, 28 (2): 218-236.

Alexander, S. (2005). Spectral deconvolution and quantification of natural organic material and fluorescent tracer dyes. En: Beck, B. F. (Ed.), Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of karst: Proceedings of the Tenth Multidisciplinary Conference. San Antonio, Texas, 1-8.

Allen, R.G. y Pruitt, W.O. (1986). Rational Use of the FAO Blaney-Criddle Formula. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 112 (2): 139-155.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper nº 56, Roma.

Althaus, R., Klump, S., Onnis, A., Kipfer, R., Purtschert, R., Stauffer, F. y Kinzelbach, W. (2009). Noble gas tracers for characterization of flow dynamics and origin of groundwater: A case study in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 370 (1–4): 64–72.

Anderson, M. (2005). Heat as a groundwater tracer. *Ground Water*, 43 (6): 951-968.

Andreo, B. (1997). Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). Confederación Hidrográfica del Sur de España y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. 489 pp.

Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F. y Mudry, J. (2004a). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^{2}H) of water in mountainous areas. Application for groundwater

research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Applied Geochemistry*, 19: 561-574.

Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J. y Jiménez, P. (2004b). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonatados. *Boletín Geológico y Minero*, 115 (2): 177-186.

Andreo, B., Vadillo, I., Carrasco, F., Neukum, C., Jiménez, P., Goldscheider, N., Hötzl, H. Vías, J.M., Pérez I. y Göppert, N. (2004c). Precisiones sobre el funcionamiento hidrodinámico y la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero kárstico de la Sierra de Líbar (provincias de Málaga y Cádiz, sur de España) a partir de un ensayo de trazadores. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4): 187-197.

Andreo, B., Vías J.M., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A. y Carrasco, F. (2008). Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 16: 911-925.

Andreo, B., Barberá, J.A., Mudarra, M., Marín, A.I., García-Orellana, J., Rodellas, V. y Pérez, I. (2018). A multi-method approach for groundwater resource assessment in coastal carbonate (karst) aquifers: the case study of Sierra Almijara (southern Spain). *Hydrogeology Journal*, 26: 41-56.

Andrews, J.N. y Wood, D.F. (1972). Mechanism of radon release in rock matrices and entry into ground water. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, 81: 198-209.

Andrews J.N. y Lee D.J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends. *Journal of Hydrology,* 41: 233-252.

Andrieux, C. (1978). Les enseignements apportés para la thermique dans le karst. Le karst: son originalité physique, son importance économique. *Colloque de Tarbes*, Association des Géologues du SudOuest (AGSO), Francia, 48-63.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modéle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planetary Science Letters*, 12 (2): 191-198.

Antigüedad, I. (1988). Estudio de acuíferos kársticos a partir de sus respuestas naturales. Aplicación a dos sistemas del País Vasco. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 211-227.

Antigüedad, I., Ibarra, V. y Morales, T. (1989-1990). Los trazadores en hidrogeología kárstica: Metodología de uso e interpretación de los ensayos de trazado. *Munibe, Ciencias Naturales*, 41: 31-45.

Antigüedad, I., Ibarra, V. y Morales, I. (1990). Experiences de traçages des systèmes karstiques en Biscaye (Pays Basque). *Memoires of IAH*, XXII (Part. I): 212-215.

Appelo, C.A.J. y Postma, D. (2005). Geochemistry, Groundwater and Pollution, 2ª ed. A.A. Balkema publishers Rotterdam, 649 pp.

Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2005). Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. *Applied Geochemistry,* 20: 2189-2206.

Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology,* 327: 472-485.

Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera J.A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Publicaciones de la Universidad de Granada. 83 pp.

Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. Comptes Rendus de l´Académie des Sciences. *Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 284: 2463-2466.

Bakalowicz, M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Tesis doctoral, Universidad Pierre et M. Curie, París-VI, Géol. Dyn. et Lab. Souterrain CNRS (Francia). 269 pp.

Bakalowicz, M. (1995). La zone d´infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et functionnement. *Hydrogéologie*, 4: 3-21.

Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13 (1): 148-160.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1991). Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). Geogaceta, 9: 30-33.

Baldock, J.A. y Nelson, P.N. (2000). The chemical composition of soils, *Soil organic matter*. In Handbook of Soil science, Summer M.E. (CRC Press), Boca Raton, London, New York, Washington D.C. 1325-1384.

Ballentine, C.J. y Hall, C.M. (1999). Determing paleotemperature and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (16): 2315-2336.

Ballentine, C.J. y Burnard, P.G. (2002). Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47 (1): 481-538.

Banks, S.M., 2018. Karst processes, isotopic analysis, and contributions to global carbon cycle modeling from the Vadu Crisului karst basin, Romania. Tesis Doctoral, Universidad de Ball State (Muncie, Indiana). 82 pp.

Barberá, J.A. (2014). Investigaciones hidrogeológicas en los acuíferos carbonáticos de la serranía oriental de ronda (Málaga). Tesis Doctoral, Universidad de Málaga, 620 pp.

Barberá, J.A., Andreo, B. y Almeida, C. (2011). Hydrogeological processes along main flow paths in Los Merinos-Teba aquifers by means hydrochemical data and geochemical modelling. Proceedings of the 9th Conference of the Limestone Hydrology. Besançon, France, 49-52.

Barberá, J.A., Andreo, B. y Almeida, C. (2014). Using non conservative tracers to characterize karstification processes in the Merinos-Colorado-Carrasco aquifer system (southern Spain). *Environmental Earth Sciences*, 71 (2): 585-599.

Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., De la Torre, B., 2017. Regional-scale analysis of karst underground flow deduced from tracing experiments: examples from carbonate aquifers in Malaga province, southern Spain. *Hydrogeology Journal*. 26 (1): 23-40.

Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M. y Tallini, M. (2005). Stable isotope (^{2}H, ^{18}O and $^{87}Sr/^{86}Sr$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry,* 20: 2063-2081.

Baskaran, M. (2016). Radon: a Tracer for Geological, Geophysical and Geochemical Studies Springer International Publishing. 260 pp.

Batiot, C., (2002). Étude expérimentale du cycle du carbone en regions karstiques. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon, (Francia). 254 pp.

Batiot, C., Emblanch, C. y Blavoux, B. (2003a). Carbone organique total (COT) et Magnésium (Mg^{2+}): Deux traceur complémentaires du temps de séjours dans l´aquifére karstique. *C. R. Geoscienc*e, 335: 205-214.

Batiot, C., Liñán, C., Andreo, B., Emblanch, C., Carrasco, F. y Blavoux, B. (2003b). Use of total Organic Carbon (TOC) as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karstic system: The Nerja Cave (Andalucía, southern Spain). *Geophysical Research Letters*, 30 (22): 2179-2182.

Bauer, S., Fulda, C. y Schäfer, W. (2001). A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers ^{3}H, ^{85}Kr, CFC-113 and SF_6 - Indication for retarded transport of CFC-113. *Journal of Hydrology*, 248: 14-34.

Bäumle, R., Einsiedl, F., Hötzl, H., Käss, W., Witthüser, K. y Wohnlich, S. (2001). Comparative tracer studies in a highly permeable fault zone at the Lindau fractured rock test site, SW Germany. *Beiträge. Z. Hydrogeologie*, 52: 136-145.

Behrens, H., U. Beims, U., Dieter, H., Dietze, G., Eikmann, T., Grummt, T., Hanisch, H., Henseling, H., Käss, W., Kerndorff, H., Leibundgut, C., Müller-Wegener, U., Rönnefahrt, I., Scharenberg, B., Schleyer, R., Schloz, W., y Tilkes, F. (2001). Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. *Hydrogeology Journal*, 9 (3): 321-325.

Beier, C. y Hanses, K. (1992). Evaluation of porous cup soil-water samplers under controlled field conditions: comparison of ceramic and PTFE cups. *Journal of Soil Science*, 43: 261-271.

Benavente, J., Pulido, A. y Fernández-Rubio, R. (1986). Les grandes caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. Karst et cavités d'Andalousie. *Karstologie Memoires*, 1: 87-99.

Benavente, J., Hidalgo-Estévez, M.C., Mabrouki, K., Izquierdo, A. y Rubio, J.C. (2005). Estudio comparativo de las carcateristicas fisico-quimicas y de las recarga a los acuiferos de cuenca alta del guadalquivir en la provincia de Jaen. En: M. Martín-Machuca (Ed.) VI Simposio del Agua en Andalucía. IGME, Sevilla, 1: 471-481.

Benischke, R., Goldscheider, N. y Smart, C. (2007). Tracer techniques. En: Goldscheider, N. y Drew, D. (Eds.). *Methods in Karst Hydrogeology*, 147-170. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

Bethke, C.M., y Johnson, T.M. (2002). Paradox of groundwater age. *Geology*, 30 (2): 107-110.

Bicalho, C. (2010). Hydrochemical characterization of transfers in karst aquifers by natural and anthropogenic tracers. Example of Mediterranean karst system, the Lez aquifer (Southern France). Tesis Doctoral. Agro Paris Tech. 133 pp.

Bichet, V. y Campy, M. (2008). Montagnes du Jura - Géologie et paysages. Volúmen nº 20/2. *Quaternaire*.

Birk, S., Liedl, R. y Sauter, M. (2004). Identification of localized recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of hydrology,* 286 (1): 179-193.

Birk, S., Geyer, T., Liedl, R. y Sauter. M. (2006) Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Groundwater*, 43 (3): 381-388.

Blaney, H.F. y Criddle, W.D. (1964). Determining Water Requirements for Settling Water Disputes. *Natural Resources Journal*, 4: 29-41.

Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P. y Mudry, J. (1979). Utilisation des isotopes du milieu a la prospection hydrogéologique de la chaine karstique du Jura. *Rev. Géogra. Phys. Geól. Dyn*, 21: 295–306.

Blumenthal, M. (1927). Versuch ciner tektonischen Gliederung der betische Cordilleren von Central-und Südwest (Andalousien). *Eclogae Geologicae Helvetiae,* 20: 487-532.

Blumenthal, M. (1933). Geologie der Berge um Ronda (Andalusien). *Eclogae Geologicae Helvetiae,* 26: 43-92.

BOE. Boletín Oficial del Estado. (2016). "Legislación consolidada". Se añade por el art. 1.15 del Real Decreto 314/2016, de 29 de julio, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano. Agencia Estatal BOLETÍN OFICIAL DEL ESTADO. Madrid. España. Disponible en: Ref. BOE-A-2016-7340; info@boe.es [Consulta: 14 junio 2017].

Böhlke, J.K. y Denver, J.M. (1995). Combined use of ground- water dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic Coastal Plain, Maryland. *Water Resources Research*, 31 (9): 2319-2339.

Bonnacci., O. (2001). Analysis of the maximum discharge of karst springs. *Hydrogeology Journal*, 9, 328-338.

Bouchaou, L., Michelot, J.L., Qurtobi, M., Zine, N., Gaye, C.B., Aggarwal, P.K., Marah, H., Zerouali, A., Taleb, H. y Vengosh, A. (2009). Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. *Journal of Hydrology*, 379 (3-4): 323-338.

Bourgois, J. (1978). La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d´evolution de l´Arc de Gibraltar. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon (Francia). 445 pp.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre, Y. (1970). Dèfinition de la zone de Boyar-Alazores. In*:Donnèes nouvelles sur la gèologie des Cordillères Bètiques. Ann. Soc. Geol. Nord*, 90 (4): 368-387.

Brinkmann, R., Münnich, K.O. y Vogel, J.C. (1960). Anwendung der C^{14}-Methode auf Bodenbildung und Grundwasserkreislauf. *Geologischen Rundshau*, 49: 244-253.

Bulsiewicz, K., Rose, H., Klatt, O., Putzka, A. y Roether, W. (1998). A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurement in ocean waters. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C8): 15959-15970.

Busenberg, E. y Plummer, L. (2000). Dating young groundwater with sulphurhexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulphurhexafluoride. *Water Resource Research*, 36, 3011-3030.

Busenberg, E., Plummer, L.N., Cook, P.G., Solomon, D.K., Han, L.F., Gröning, M. y Oster, H. (2006). Sampling and analytical methods. En: IAEA, Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena. 199-220.

Cabrera, M.C., Naranjo. G., Hernández-Quesada, M.P., Benavides, A., Estévez. E., Cruzfuentes, T., Martín, L.F. y Custodio, E. (2013). Estimación de la recarga natural a los acuíferos del Norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M. y Laurencena, P. (eds.): *Temas actuales de la Hidrología Subterránea*. Ed. Grupo Argentino de la AIH: 93-134.

Calvo-Álvarez, J.M. y Fernández-Gutiérrez del Álamo, R. (2007). Los recursos hídricos de la provincia de Málaga. Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. 87-90.

Cardenal, J., Benavente, J. y Cruz Sanjulián, J. (1994). Chemical evolution of groundwater in triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology*, 161: 3-30.

Carling, T.E., Quade, J., Solomon, D.K., y Bowman, J.R. (1991). On the carbon isotopic composition of soil carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim.* Acta 55: 3403-3405.

Carreira, P.M., Costa, A., Monge-Soares, A., Nunes, D., Joao, M. y Valadas, A. (2019). Carbon-14 content as a support for Moura mineral water aquifer conceptual model. *Sustainable Water Resources Management. Springer.*

Castany, G. y Margat, J. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie. Paris B.R.G.M. 250 pp.

Castaño, S. y Rodríguez-Arévalo, J. (2019). Mapping environmental tritium activity concentration in recent precipitation in Spain to trace moisture sources in the hydrological cycle. International Symposium on Isotope Hydrology: Advancing the understanding of water cycle processes. Viena (Austria).

Castro, M.C., Stute, M., y Schlosser, P. (2000). Comparison of ^{4}He and ^{14}C ages in simple aquifer systems: Implications for groundwater flow and chronologies. *Applied Geochemistry*, v. 15: 1137-1167.

Celle-Jeanton, H., Travy, Y. y Blavoux, B. (2001). Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean region at three different time scales. *Geophysical Research Letters,* 28: 1215-1218.

Cerling, T.E., Solomon, D.K., Quade, J. y Bowman, J.R. (1991). On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim.* Acta 55 (11): 3403-3405.

Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N. (2017). The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, 25: 771-785.

Cholet, C. (2017). Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon, Francia. 204 pp.

CHS-IGME-GHUMA (2004). Redefinición de las unidades hidrogeológicas de la Cuenca Sur. Instituto Geológico y Minero de España; Confederación Hidrográfica del Sur; Universidad de Málaga, Madrid (España). 219 pp.

Clark, I. y Fritz, P. (1997). Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press LLC. 311 pp.

Clarke, W.B., Jenkins, W.J. y Top, Z. (1976). Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^{3}He. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27: 515-522.

Collins, D.N., Gordon, J.Y. (1981). Meltwater hydrology and hydrochemistry in snow- and ice-covered mountain catchments. *Nord. Hydrol.* 12: 319-334.

Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1982). Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 547-564.

Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía (2005). Mapa de usos y coberturas vegetales del suelo de Andalucía. Base cartográfica SIOSE Andalucía a nivel de detalle, provincial de Málaga. Escala 1:10.000. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.

Cook, P.G. y Solomon, D.K. (1997). Recent advances in dating young groundwater: Chlorofluorocarbons, $^{3}H/^{3}He$ and ^{85}Kr. *Journal of Hydrology*, 191 (1–4): 245-265.

Cook, P.G., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E. y Han, L.F. (2006). Effects and processes that can modify apparent CFC age. En: IAEA, Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena. Páginas 31-58.

Corcho-Alvarado, J.A., Purtschert, R., Barbecot, F., Chabault, C., Rueedi, J., Schneider, V., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R. y Loosli, H.H. (2007). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar: A multiple environmental tracer ($^{3}H/^{3}He$, ^{85}Kr, ^{39}Ar, and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resources Research*, 43 (3): 1-16.

Covington, M., Luhmann, A., Gabrovšek, F., Saar, M. y Wicks, C.M., (2011). Mechanisms of heat exchange between water and rock in karst conduits. *Water Resources Research*, 47 (10).

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

Craig, H. y Keeling, C.D. (1963). The effects of atmospheric N_2O on the measured isotopic composition of atmospheric CO_2. *Geochim. Cosmochim.* Acta 27: 549-55 I.

Criss, R., Davisson, L., Surbeck., H. y Winston, W. (2007). Isotopic methods. Methods in Kars Hydrogeology. Nico Goldscheider y David Drew (Eds.). Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

Cruz Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García- López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Olías, M. (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. Tellus 44B: 226-236.

Custodio, E. y Llamas, M.R. (1983). Hidrología Subterránea. 2ª edición. Ediciones Omega, Barcelona. 2350 pp.

Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: J. Samper (Ed.) La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. ITGE, 83-109.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. Tellus 16: 436-468.

Darling, W.G., Gooddy, D.C., MacDonald, A.M. y Morris, B.L. (2012). The practicalities of using CFCs and SF_6 for groundwater dating and tracing. *Applied Geochemistry*, 27 (9), 1688-1697.

De la Torre, B., Mudarra, M. y Andreo, B. (2015). Análisis preliminar de las respuestas naturales del agua drenada por el manantial de Fuente Grande (Jimera de Líbar, provincia de Málaga). Simposio del Agua en Andalucía. El agua, clave medioambiental y socioeconómica. Instituto Geolígico y Minero de España. Málaga. Tomo 1: 701-711.

De la Torre, B., Mudarra, M., Andreo, B., Argamasilla, M., Nieto, J.M., Prieto, J. y Gil-Márquez, 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 la Torre, B., Mudarra, M. Y Andreo, B. (2020). Investigating karst aquifers in tectonically complex alpine areas coupling geological and hydrogeological methods. *Journal of Hydrology X*, 6: 100047.

Deines, P. (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. En: Fritz, P. y Fontes, J.C. (eds.), Handbook of Environmental Geochemistry, Volume 1, Amsterdam, Elsevier. 329-406.

Deines, P., Langmuir, D. y Harmon, R.S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1147-1164.

Del Olmo, A., De Pablo, J.G., Aldaya, F., Campos, J., Chacón, J., García, V., Sanz de Galdeano, C., Orozco, M. y Torres, R. (1980). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1064 (Cortes de la Frontera) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, I.G.M.E.: 55 pp.

Del Olmo, A., Moreno, F., Campos, J., Estévez, A., García-Dueñas, V.,García-Rossell, L., Martín-Algarra, A., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1981). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1051 (Ronda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, I.G.M.E.: 56 pp.

Delannoy, J.J. y Díaz Del Olmo, F. (1986). La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Mémoires*, 1: 55-70.

Delbart, C., Barbecot, F., Valdes, F., Tognelli, D., Fourre, A., Purtschert E., Couchoux, R.L. y Jean-Baptiste, J. (2014). Investigation of young water inflow in karst aquifers using SF_6–CFC–$^{3}H/He$–^{85}Kr–^{39}Ar and stable isotope components. *Applied Geochemistry*, 50: 164-176.

Dewaide, L., Bonniber, I., Rochez, G. y Hallet, V. (2016). Solute transport in heterogeneous karst systems: dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modeling using the OTIS (one-dimensional transport with inflow and storage) program. *Journal of Hydrology*, 534: 567-578.

Díaz-Hernández, J.L. y Fernández-Rubio, R. (1978). Determinación de la fisuración dominante a partir de los fotogramas aéreos y constatación hidroquímica de la circulación acuífera subterránea a favor de la fracturación principal en un acuífero carbonatado. Cuenca alta del río Darro (Granada). *Rev. Tecniterrae*, 25: 34-43.

Díaz Del Olmo, F. y Delannoy, J.J. (1989). El karst en las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas. En Durán Valsero, J.J. y López-Martínez, J. (Eds.). El karst en España. Monografías, 4: 175-185. *Sociedad Española de Geomorfología*, Madrid.

Didon, J., (1966). Styles tectoniques de l'unite de l'Aljibe au nord du detroit de Gibraltar (Espagne meridionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-VIII (4): 521-526.

Didon, J., (1969). Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Tesis Doctoral. Universidad de París. 539 pp.

Didon, J., Durand Delga, M. y Kornprobst, J. (1973). Homologies geologiques entre les deux rives du detroit de Gibraltar. *Bulletin Societé Géologique France,* 5: 77-105.

DPM (1988). Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga (España). 151 pp.

DPM-IGME-GHUMA (2007). Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 3 tomos. 704 pp.

Drever, J.I. (1997). The Geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, New Jersey. 436 pp.

Drew, D. y Goldscheider, N. (2007). Combined use of methods. En: Goldscheider, N., Drew, D. (Eds.). Methods in karst hydrogeology. International Contribution to Hydrogeology, IAH, vol 26. Taylor y Francis/Balkema, London, 223-228.

Dunkle, S.A., Plummer, L.N., Busenberg, E., Phillips, P.J., Denver, J.M., Hamilton, P.A., Michel, R.L. y Coplen, T.B. (1993). Chlorofluorocarbons (CCl3F and CCl2F2) as dating tools and hydrologic tracers in shallow

groundwater of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States. *Water Resources Research*, 29 (12): 3837-3860.

Durán, J.J. y López Martínez, J. (1989). Perspectiva general del karst en España. El karst en España. J.J. Durán Valsero y J. López Martínez (Eds.). Monografías 4, 13-28. *Sociedad Española de Geomorfología*, Madrid.

Durán, J.J., López-Martínez, J. y Vallejo, M. (1999). Distribución, caracterización y síntesis evolutiva del karst en Andalucía. En: Durán, J.J. y López-Martínez, J. (Eds.), *Karst en Andalucía*, 13-19. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid (España). 192 páginas.

Duran, L., Fournier, M., Massei, N. y Dupont, J.P. (2016). Assessing the Nonlinearity of Karst Response Function under Variable Boundary Conditions. *Groundwater,* 54 (1): 46-54.

Durand-Delga, M., Magne, J. y Peyre, Y. (1959). Découvertes du Cretacé moyen dans le Bétique de Málaga et le Pénibétique d'Antequera (Andalousies). *Comptes Rendues Acad. Sci. Paris,* 249: 2796-2798.

Durand-Delga, M. y Foucault, A., (1967). La Dorsal Bétique, nouvel élèment paléogéographique et structural des Cordilléres Bétiques au sud de la Sierra Arana (Prov. De Grenáde, Espagne). *Bulletin Societé Geologique France,* 7: 723-728.

Durand-Delga, M. (1980). La anée occidentale: étapes de sa genèse et problémes structuraux liés à celle-ci Mém. *Soc. Géol. Fr.,* Hors-Sér., 10: 203-224.

Dürr, St. (1967). *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer süwestlichen Aulaufer (Andalousien).* Tesis Doctoral. Universidad de Bonn. Public. Geologie Romana, 6: 1-73.

Edmunds, M., Darling, G., Purtschert, R., Corcho-Alvarado, J. (2014). Noble gas, CFC and other geochemical evidence for the age and origin of the Bath Thermal Waters, UK. *Applied Geochemistry*, 40: 155-163.

Eichinger, L. (1983). A contribution to the interpretation of 14 C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon,* 25: 347-356.

Einsiedl, F., Radke, M. y Maloszewski, P. (2010). Occurrence and transport of pharmaceuticals in a karst groundwater system affected by domestic wastewater treatment plants. *Journal of Contaminant Hydrology*, 117 (1): 26-36.

Ekwurzel, B., Schlosser, P., Weppernig, R. y Stute, M. (1994). Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers $^{3}H/^{3}He$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr. *Water Resources*, 30 (6): 1693-1708.

El-Hakim, M. y Bakalowicz, M. (2007). Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. *Journal of Hydrology*, 333: 329-339.

Emblanch, C. (1997). Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon, (Francia). 195 pp.

Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. y Mudry, J. (1998). Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. *Geophysical Research Letters*, 25: 1459-1462.

Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969). Chloride Concentration in Groundwater, Recharge Rate and Rate of Deposition of Chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, 7: 178-197.

Espinosa-Martínez, S., Custodio, E., Loaso-Vierbücher, C. (2015). 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 semiárida del Baix Ebre, Cataluña, España. *Ingeniería del Agua*. 19 (3): 135-155.

Etcheverry, D. y Perrochet, P. (2000). Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory, *Hydrogeology Journal*, 8, 200-208.

EU (1995). Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas, Final report (COST action 65). European Commission, Directorat-General XII Science, Research and Development, Report EUR 16547. Brussels, Luxemburg. 446 pp.

EU (2004). Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers: final report (COST action 620). – European Commission, Directorate-General for Research, Report EUR 20912 EN: 297 p.

Evans, G.V., Otlet, R.L., Downing, A., Monkhouse, R.A. y Rae, G. (1979). Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom Aquifers. En: Isotopes in Hydrology II. IAEA, Viena, páginas 679-708.

Expósito, I., Balanya, J.C., Crespo-Blanc, A., Diaz-Azpiroz, M. y Luján, M. (2012). Overthrust shear folding and contrasting deformation styles in a multiple decollement setting, Gibraltar Arc external wedge. *Tectonophysics*, 576: 96-98.

Falcone, R., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M. y Tallini. M. (2008). Chemical and isotopic ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, $\delta\ ^{13}C$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory- central Italy). *Journal of Hydrology*, 357: 368-388.

Fallot, P. (1937). Essai de définition des traits perinanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. *Bulletin Societé Geologique France,* 5: 533-552.

Fallot, P. (1948). Les Cordilléres Bétiques. *Estudios Geológicos,* 8: 83-172.

Farfán, H., Corvea, J.L. y De Bustamante, I. (2010). Sensitivity analysis of APLIS method to compute spatial variability of karst aquifers recharge at the National Park of Viñales (Cuba), in *Advances in Research in Karst Media*, edited by B. Andreo et al. Springer, Berlin, 19-24.

Fernández-Uría, A. y Navarro-Alvargonzález, A. (1989). Recursos hídricos del karst en España. En: Durán, J.J. y López-Martínez, J. (Eds.), *El karst en España*, 335-345. Monografía nº4 de la Sociedad Española de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid (España).

Fernández-Ruíz, L. (2007). De los sistemas acuíferos a las masas de agua subterránea. En: Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga. Durán J.J. (Coord.). Tomo 2, 21-28. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 220 pp.

Field, M. (2006). Tracer-Test design for losing stream-aquifer systems. *International Journal of Speleology*, 35 (1): 25-36.

Field, M. y Pinsky, P. (2000). A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. *J. Contam. Hydrol.*, 44: 329-351.

Field, M. y Leij, F. (2012). Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology*, 440-441: 26-35.

Fischer, H. (1967). Methods for predicting dispersion coefficients in natural streams, with application to lower reaches of the Green and Duwamish rivers. Washington. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 582-A, 27 pp.

Flury, M. y WaiDyes, N.N. (2003). Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev. Geophys.*, 41 (1): 1-37.

Folger, P., Poeter, E., Wanty, R.B., Day, W., Frishman, D. (1997). ^{222}Rn transport in a fractured crystalline rock aquifer: results from numerical simulations. *Journal of Hydrology*, 195: 45-77.

Fontes, J.C. y Garnier, J.M. (1979). Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resource Research*, 15: 399-413.

Ford, D.C. y Williams, P.W. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Chichester (Reino Unido). 562 pp.

Friedly, H., Lotscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. y Stauffer, B. (1986). Ice core record of the ^{13}C ^{12}C ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature*, 324: 237-238.

García-Cervigón, A., Martín-Algarra, A., Montealegre, L. y Vera, J.A. (1986). Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga). *Acta Geológica Hispánica,* 21-22, 361-371.

García-Dueñas, V. (1967). Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 101-102: 73-100.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz De Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw,* 59: 155-168.

Gat, J.R. y Carmi, I. (1970). Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J. Geophys. Res.*, 75 (15): 3039-3048.

Gat, J.R. y Dansgaard, W. (1972). Stable isotope survey of the fresh water occurrences in Israel and the northern Jordan Rift Valley. *Journal of Hydrology*, 16, 177-212.

Gat, J.R. y Gonfiantini, R. (1981). Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. IAEA Technical Report Series 210, Viena, 337 pp.

Gat, J.R. y Carmi, I. (1987). Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of Eastern Mediterranean Sea area. En: The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources (Proceedings of the Vancouver Symposium). IAHS Publications 168, 513-523.

Genthon, P., Bataille, A., Fromant, A., D'Hulst, D. y Bourges, F. (2005). Temperature as a marker for karstic waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La Peyrére cave (Ariège, France). *Journal of Hydrology*, 311: 157-171.

Gerber, C., Vaikmäe, R., Aeschbach, W., Babre, A., Jiang, W., Leuenberger, M., Lu, Z.T., Mokrik, R., Müller, P., Raidla, V., Saks, T., Waber, H.N., Weissbach, T., Zappala, J.C., Purtschert, R. (2017). Using ^{81}Kr and noble gases to characterize and date groundwater and brines in the Baltic Artesian Basin on the one-million-year timescale. *Geochim. Cosmochim.* Acta 205, 187-210.

Gerner, A., Schütze, N., y Schmitz, H. (2012). Portrayal of fuzzy recharge areas for water balance modelling. A case study in northern Oman. *Advances in Geosciences*, 31: 1-7.

Geyh, M.A. (2001). Applications to low-temperature systems. En: W. G. Mook (Ed.), Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Volume IV. Groundwater: saturated and unsaturated zone. UNESCO-IAEA, Viena, páginas 349-388.

Gil-Márquez, J.M., 2018. Caracterización hidrogeológica de humedales y manantiales salinos asociados a acuíferos kársticos evaporíticos del sector central del subbético. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 490 pp.

Gil-Márquez, J.M., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., Prieto-Mera, J., Sánchez, D., Rizo-Decelis, L.D., Argamasilla, M., Nieto, J.M. y De la Torre, B. (2017). Karst development of an evaporitic system and its hydrogeological implications inferred from GIS-based analysis and tracing techniques. *International Journal of Speleology*, 46 (2): 219-235.

Gil-Márquez, J.M., Sültenfuß, J., Andreo, B. y Mudarra, M. (2020). Groundwater dating tools (^{3}H, ^{3}He, ^{4}He, CFC-12, SF_6) coupled with hydrochemistry to evaluate the hydrogeological functioning of complex evaporite-karst settings. *Journal of Hydrology*, 580: 124263.

Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature*, 195, 984.

Goldscheider, N. (2005). Fold structure and underground drainage pattern in the alpine karst system Hochifen-Gottesacker. *Eclogae Geol. Helv.*, 98: 1-17.

Goldscheider, N. (2008). A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal*, 16 (7): 1311-1317.

Goldscheider N., Hötzl H., Fries W. y Jordan P. (2001). Validation of a vulnerability map (EPIK) with tracer tests. 7th Conf. on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon: 167-170.

Goldscheider N., Hötzl H., Käss W. y Ufrecht W. (2003). Combined tracer tests in the karst aquifer of the artesian mineral springs of Stuttgart, Germany. *Environmental Geology*, 43 (8): 922-929.

Goldscheider, N. y Andreo, B. (2007). The geological and geomorphological framework. In: Goldscheider, N., Drew, D. (Eds.). Methods in karst hydrogeology. International Contribution to Hydrogeology, IAH, vol 26. Taylor y Francis/Balkema, London, 9-23.

Goldscheider, N. y Drew, D. (2007). Methods in Karst Hydrogeology. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Martínez-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1982). Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 39: 71-116.

Gollent, F. y Castillo, E. (1986). Climatología del Norte de la provincia de Almería. Consideraciones sobre el cálculo de lluvia útil en el clima árido y semiárido. II Simposio de Agua en Andalucía, Vol II, Granada, Spain, 601-617.

González-Ríos, M.J. (1996): Grandes cavidades de Andalucía. Las cuevas con más desarrollo. Subterránea, 6, 38-48.

Goode, D.J., (1996). Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research*, 32: 289-296.

Gooddy, D.C., Darling, W.G., Abesser, C. y Lapworth, D.J. (2006). Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF_6) to characterize groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. *Journal of Hydrogeology*. 330: 44-52.

Grillot, J.C. y Guerin, R. (1975). Tectonique, microtectonique et directions des ecou1Pments souterrains: exemple de relations dans le bassin karstique du Haut-Vidourle (Gard, France). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamique*, 27: 45-60.

Grover, B.L. y Lamborn, R.E. (1970). Preparation of porous ceramic cups to be used for extraction of soil water having low solute concentration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34, 706.

Groves, C., (2007). Hydrologic techniques. En: Goldscheider, N., Drew, D. (eds). Methods in karst hydrogeology. Taylor y Francis, New York, 45-64

Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C. y Vaughn, B.H. (2009). Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-

scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry RCM*, 23: 2534-2542.

Guzmán, J.L. (1984). Hidrogeología de la Serranía de Ronda. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. 129 pp.

Guzmán, J.L. y Juárez, J. (1981). Esquema del funcionamiento hidrogeológico de la Sierra de Jarastepar y Cartajima (extremo meridional de la Serranía de Ronda). I Simposio del Agua en Andalucía, 2; 689-697.

Han, L.F., Gröning, M., Plummer, L.N. y Solomon, D.K. (2006). Comparison of the CFC technique with other techniques (^{3}H, ^{3}H/^{3}He, ^{85}Kr). En: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. IAEA, Viena, páginas 191-198.

Hargreaves, G.H y Samani, Z.A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1 (2): 96–99.

Hartland, A., Baker, A., Timms, W., Shutova, Y. y Yu, D. (2012). Measuring dissolved organic carbon δ^{13}C in freshwaters using total organic carbon cavity ring-down spectroscopy (TOC-CRDS). *Environmental Chemistry Letters*, *10* (3): 309-315.

Hartmann, A., Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A., Wagener, T. y Lange, J. (2014). Modeling spatio-temporal impacts of hydroclimatic extremes on groundwater recharge at a Mediterranean karst aquifer. *Water Resour. Res.*, 50 (8): 6507-6521.

Hartmann, A., Kobler, J., Kralik, M., Dirnböck, T., Humer, F. y Weiler, M. (2016). Model aided quantification of dissolved carbon and nitrogen release after windthrow disturbance in an Austrian karst system. Biogeosciences, 13: 159-174.

Hauns, M., Jeannin, P. y Atteia, O. (2001). Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, 241: 177-193.

Heaton, T.H.E. y Vogel J.C. (1981). Excess air in groundwater, *Journal of Hydrology*, 50: 201-216.

Henry, W. (1803). Experiments on the quantity of gases absorbed by water, at different temperatures, and under different pressures. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 93: 29-42.

Hernández-Pacheco, A. (1936). Los materiales bituminosos de la Serranía de Ronda. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, 5, 245 pp.

Herold, T., Jordan, P. y Zwahlen, F., (2000). The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.* 93: 349-362.

Ho, D.T., Schlosser, P., Smethie, W.M. y Simpson, H.J. (1998). Variability in atmospheric chlorofluorocarbons (CCl3F and CCl2F2) near a large urban area: Implications for groundwater dating. *Environmental Science and Technology*, 32 (16).

Holocher, J., F., Peeters, W., Aeschbach-Hertig, W., Kinzelbach y Kipfer, R. (2003). Kinetic model of gas bubble dissolution in groundwater and its implications for the dissolved gas composition, *Environ. Sci. Technol.*, 37(7), 1337–1343.

Hopke, P.K. (1987). A Layman's guide to the indoor radon problem, in radon and its delay products: occurrence, properties and health effects (Ed.), Symposium Series 331, *American Chemical Society*, Washington, DC, 572-586.

Hoppe, P. (1968). Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW Spanien). *Geol. Jb.*, 86: 267-338.

Hötzl, H. y Werner, A. (1992). *Tracer hydrology.* Balkema, Rotterdam (Países Bajos). 464 pp.

Huebsch, M., Fenton, O., Horan, B., Hennessy, D., Richards, K.G., Jordan, P.Goldscheider N., Butscher, C. y Blum P. (2014). Mobilization or dilution? Nitrate response of karst springs to high rainfall events. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (11), 4423–4435.

Hunkeler, D. y Mudry, J. (2007). Hydrochemical methods. En: Goldscheider, N. y Drew, D.P. (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*, 93-121. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

Hurley, P.M. (1954). The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks. En*: Nuclear Geology*, ed. H. Faul, Wiley y Sons, New York. 301-329.

IAEA (2005). Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. International Atomic Energy Agency -TECDOC-1453. 223 pp.

IAEA (2006). Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency. International Atomic Energy Agency, Viena, 277 pp.

IAEA (1981). Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Report Series Nº. 206. International Atomic Energy Agency, Viena. 225 pp.

IAEA (2013). Isotope methods for dating old groundwater. International Atomic Energy Agency, Viena. 357 pp.

IAEA/WMO (2017). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization. Accesible en: http://www.iaea.org/water [Consulta: 08 Ago 2019].

IGME (1983). Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (Sector Occidental). Sistema acuífero nº 36 Mesozoico Calizo Dolomítico de la Serranía de Ronda. Informe técnico nº 4, inédito. P.N.I.A.S, Instituto Geológico y Minero, Madrid (España).

IGME-GHUMA (2003). Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética. Instituto Geológico y Minero de España-Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Informe inédito. 3 tomos.

Ingerson, E. y Pearson, F.R. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14 c-method. En: Miyake, Y. y Koyama, T. (Eds.), Recent Researches in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere, and Nuclear Geochemistry. Marusen, Tokyo, páginas 263-283.

IPH (2008). Instrucción de Planificación Hidrológica. Ministerio De Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino - 15340 - ORDEN ARM/2656/2008, de 10 de septiembre. Boletín Oficial Del Estado 229, 38472-38582.

ITGE-Junta de Andalucía (1998). Atlas Hidrogeológico de Andalucía. Instituto Tecnológico Geominero de España. Junta de Andalucía. 216 pp.

Jasechko, S. (2016). Partitioning young and old groundwater with geochemical tracers. *Chemical Geology*, 427, 35-42.

Jeannin, P.-Y., Groves, C. y Häuselmann, P. (2007). Speleological investigations. En: Goldscheider, N. y Drew, D. (Eds.). Methods in karst hydrogeology. International Contribution to Hydrogeology, IAH, vol 26. Taylor y Francis/Balkema, Londres, 25-44.

Jensen, D.T., Hargreaves, G.H., Temesgen, B., Allen, R.G. (1997). Computation of ETo under non ideal conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.* ASCE 123 (5): 394-400.

Jimenez, P. (2010). Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales. Tesis Doctoral, Instituto del Agua, Universidad de Granada (España). 412 pp.

Jiménez, P., Fernández, R. y Jiménez, P. (2007). Sierra de Jarastepar. En: Durán, J.J. (ed) Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga, vol 2. Diputación Provincial de Málaga-IGME-UMA: 37-40.

Jobson, H. (1997). Predicting travel time and dispersion in river and streams. *J. Hydraul. Eng.*, 123 (11): 971-978.

Jódar, J., Custodio, E., Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Herrera-Lameli, C. y Sapriza-Azuri, G. (2016). Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north-eastern Spain. *Science of Total Environment*, 573: 505-517.

Jolivert, Y. y L´hiver, M.A. (1970). Approche des problems de caractérisation chimique des eaux du sol. Application à deux parcelles. Essai méthodologique el Laboratoire sur l´utilisation des bougies poreuses. Universidad de Rennes (Francia), 84 pp.

Kamensky, I.L., Tokarev, I.V. y Tolstikhin, I.N. (1991). ^{3}H-^{3}He dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (10): 2895-2899.

Kalin, R.M. (1999). Radiocarbon dating of groundwater systems. En: Cook, P.J. y Herczeg, A.L. (eds.). Environmental tracers in subsurface hydrology. Kluwer Academic Press, Boston. 112-144.

Käss, W. (1998). Tracing technique in geohydrology. Balkema, Rotterdam (Países Bajos). 581 pp.

Katz, B.G., Chelette, A.R. y Pratt, T.R. (2004). Use of chemical and isotopic tracers to assess nitrate contamination and groundwater age, Woodville Karst Plain, USA. *Journal of Hydrology*, 289, 36-61.

Kazemi, G.A., Lehr, J.H. y Perrochet, P. (2006). Groundwater Age. John Wiley y Sons. 324 pp.

Kaufman, S. y Libby, W.F. (1954). The natural distribution of tritium. *Phys. Rev.*, 93: 1337-1344.

Kendall, M.G (1975). Rank Correlation Methods, Griffin, London.

Kjeldsen, P. y Christophersen, M. (2001). Composition of leachate from old landfills in Denmark. *Waste Management and Research*, 19: 249–256.

Kogovsek, J. y Petric, M. (2014). Solute transport processes in a karst vadose zone characterized by long-term tracer tests (the cave system of Postojnska Jama, Slovenia). *Journal of Hydrology*, 519: 1205-1213.

Kohfahl, K., Sprenger, C., Benavente, J., Meyer, H., Fernández, F. y Pekdeger, A. (2008). Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and a karstic environments: A field study in the Granada basin (Southern Spain). *Applied Geochemistry*, 23: 846-862.

Kovács. A., Perrochet, P., Király, L. y Jeannin, P.Y. (2005). A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303: 152-164.

Kralik, M., Humer, F., Fank, J., Harum, T., Klammler, G., Gooddy, D., Sültenfuss, J., Gerber, C. y Purtschert, R. (2014). Using $^{18}O/^{2}H$, $^{3}H/^{3}He$, ^{85}Kr and CFCs to determine mean residence times and water origin in the Grazer and Leibnitzer Feld groundwater bodies (Austria). *Applied Geochemistry*, 50: 150-163.

Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., y Barbecot, F. (2014a). Inter-laboratory comparison of the analyses of sulphur hexafluoride (SF_6) and three chlorofluorocarbons (CFC-11, -12 and -113) in groundwater and an air standard. *Applied Geochemistry*, 50: 118-129.

Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., Hochreutener, R., Barbecot, F., y Casile, G. (2014b). Inter-comparison exercises on dissolved gases for groundwater dating–(1) Goals of the exercise and site choice, validation of the sampling strategy. *Applied Geochemistry*, 40, 119–125.

Langmuir, D. (1997). Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice-Hall Inc., New Jersey (EEUU). 600 pp.

Lastennet, R. (1994). Rôle de la zone non-saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Tesis Doctoral. Universidad de Avignon y País de Vaucluse (Francia). 239 pp.

Lastennet, R. y Mudry, J. (1995). Impact d'un événement pluvieux exceptionnel sur le fonctionnement du système karstique – Cas de l'orage du 22/9/92 à Vaison-la- Romaine (Vaucluse, Sud-Est de la France). *C. R. Geoscience,* 2a 320: 953-959.

Lastennet, R. y Mudry, J. (1997). Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environmental Geology*, 32: 114-123.

Lauber, U., Ufrecht, W. y Goldscheider, N. (2014). Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 (2): 435-445.

Lawrence E., Poeter E. y Wanty R. (1991). Geohydrologic, geochemical, and geologic controls on the occurrence of radon in groundwater near Conifer, Colorado, USA. *J. Hydrol,* 127: 367-386.

Lehmann, B.E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H.H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frape, S.K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I.N. y Gröning, M. (2003). A comparison of groundwater dating with ^{81}Kr, ^{36}Cl and ^{4}He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 211 (3–4): 237–250.

Leibundgut, C., Maloszewski, P. y Külls, C. (2009). Tracers in Hydrology. UK: Wiley-Blackwell, Chichester. 415 pp.

López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C. y Moratalla, A. (2006). Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agricultural Water Management*, 85: 15-26.

Libby, W.F. (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, *69* (11-12): 671-672.

Libby, W.F., Anderson, E.C. y Arnold, J.R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science,* 109: 227-228.

Licha, T., Niedbala, A., Bozau, E., Geyer, T. (2013). An assessment of selected properties of the fluorescent tracer, tinopal CBS-X related to conservative behavior, and suggested improvements. *Journal of Hydrology*, 484: 38-44.

Linares, L. (2007). Acuíferos de la provincia de Málaga. En: Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga. Durán J.J. (Coord.). Tomo 1, 97-104. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España. Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 296 pp.

Liñán, C. (2003). Hidrogeología de acuíferos carbonatados de la Unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 317 pp.

Liñán, C., Andreo, B., Mudry, J. y Carrasco, F. (2009). Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, south Spain. *Hydrogeology Journal*, 17 (4): 843-853.

Lhumann, A., Covington, M., Peters, A., Alexander, S., Anger, C., Green, J., Runkel, A., y Alexander J.E. (2010). Classification of thermal patterns at karst springs and cave streams. *Groundwater,* 49: 324-335.

Lipps, F.B. y Helmer, R.S. (1992). On the downward transfer of tritium to the ocean by a cloud model. *Journal of Geophysical Research*, 97: 12889-12900.

López-Chicano, M. (1992). Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 387 pp.

López-Chicano, M., Bouamama, B., Vallejos, A. y Pulido-Bosch, A. (2001). Factors which determine the hydrochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry,* 16: 1179-1192.

Hidalgo-Puyou, A., López-Chicano, M. y González-Ramón (2018). Sobre el comportamiento hidrodinámico del sector septentrional del acuífero kárstico de Sierra Gorda (Provincia de Granada) a partir de ensayos de trazado. X Simposio del Agua en Andalucía. 109-119.

Lucas, L. y Unterweger, M. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, 105 (4), 541.

LUCDEME (1995a). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1051 (Ronda). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 50 pp.

LUCDEME (1995b). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1065 (Marbella). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 55 pp.

LUCDEME (1996a). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1064 (Cortes de la Forntera). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 52 pp.

LUCDEME (1996b). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1050 (Ubrique). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 51 pp.

Magal, E., Weisbrod, N., Yakirevich, A. y Yechieli, Y. (2008). The use of fluorescent dyes as tracers in highly saline groundwater. *Journal of Hydrology,* 358 (1-2): 124-133.

Mahler, B.J., Personné, J.C. Lods, G.F. y Drogue, C. (2000). Transport of free and particulate associated bacteria in karst. *Journal of Hydrology*, 238 (3): 179-193.

Maloszewski, P., Harum, T. y Benischke, R. (1992). Mathematical modeling of tracer experiments in the karst of Lurbach system. In: Himmelsbach T, Hötzl H, Kab W, Leibundgut C, Maloszewski P, Meyer T, Moser H, Rajner V, Rank D, StichlerW, Trimborn P, Veulliet E (eds), Application of tracer models, Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 6th International Symposium on Water Tracing, Transport Phenomena in Different Aquifers (investigations 1987–1992), vol 43. Joanneum Research, Graz, Austria, 116-158.

Maloszewski, P. y Zuber, A. (1993). Tracer Experiments in Fractured Rocks: Matrix Diffusion and the Validity of Models. *Water Resources Research*, 29: 2723-2735.

Mamyrin, B.A y Tolstikhin, I.N. (1984). Helium isotopes in nature. Elsevier, Amsterdam. 272 pp.

Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Annales Spéléologie*, 25 (3): 581-610.

Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodinamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral, Universidad de Dijon (Francia). 124 pp.

Mangin, A. (1981a). Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 293: 401-404.

Mangin, A. (1981b). Apports des analyses correlatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 293: 1011-1014.

Mangin, A. (1984). Pour une meillure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67: 25-43.

Mann, H.B (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.

Marín, A.I. (2009). Los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la evaluación de recursos hídricos y a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos carbonatados. *Referencias bibliográficas* Caso de la Alta Cadena (provincia de Málaga). Tesis de Licenciatura. Universidad de Málaga (España). 131 pp.

Martin, J.B. y Dean, R.W. (1999). Temperature as a natural tracer of short residence times for groundwater in karst aquifers, In: Karst modeling-Proceedings of the symposium held February 24 through 27, Charlottesville, Virginia, *Karst Waters Institute Special Publication*, 5: 236-242.

Martín-Algarra, A. (1997). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 1171 pp.

Martín-Algarra, A. (2008). El Subbético en las provincias de Málaga y Cádiz. En: Vera, J.A. y Molina, J.M. (coord.). Proyecto Andalucía. Tomo 26. Geología II, 69-82. Publicaciones Comunitarias, Grupo Hércules. 376 pp.

Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1982). El Cretácico del Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el

contacto entre Zonas Internas y Externas. En: El Cretácico en España, Universidad Complutense, Madrid, 603-628.

Martín-Algarra A. y Estévez, A. (1984). La bréche de la Nava: dèpot continental synchrone de la structuration pendant le Miocéne inférieur des zones internes de l´ouest des Cordilléres Bètiques. *Comptes Rendues Acad. Sc. Paris,* 299, 2: 463-466.

Martín-Algarra, J.A. y Vera, J.A. (1995). Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanies offormation and tectonie implications. Discussion. *Sedimentology*, 42: 957-969.

Martos-Rosillo, S. (2008). Investigación hidrogeológica orientada a la gestión racional de acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 538 pp.

Martos-Rosillo, S., Martín Machuca, M., Cruz-Sanjulián, J., Rubio, J.C., Hermo, C. y Díaz Pérez, A. (2006). Evaluación de los recursos medios renovables del acuífero carbonático de la sierra de Estepa (Sevilla). En: Karst, Cambio climático y aguas subterráneas. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero, Málaga, 203-211.

Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P. y Andreo B., (2015). Review on groundwater recharge in carbonate aquifers from SW Mediterranean (Betic Cordillera, S Spain). *Environmental Earth Science*, 74: 7571-7581.

Massei, N., Wang, H., Field, M., Dupont, J., Bakalowicz, M. y Rodet, J. (2006). Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karst aquifer. *Hydrogeology Journal*, 14: 849-858.

Melloul, A. y Collin, M. (1992). The principal components statistical method as a complementary approach to geochemical methods in water quality factor identification: application to the Coastal Plain aquifer of Israel. *Journal of Hydrology* 140: 49-73.

Mayer, A., Sültenfuβ, J., Travi, Y., Rebeix, R., Purtschert, R., Claude, C., Le Gal La Salle, C., Miche, H. y Conchetto, E. (2014). A multi-tracer study of groundwater origin and transit-time in the aquifers of the Venice region (Italy). *Applied Geochemistry*, 50: 177-198.

Meus, P. y Bakalowicz, M. (1997). Les Traçages artificiels, outils de reconnaissance at d´étude des aquiféres karstiques. *Hydrogéologie,* 3: 43-50.

Molina, M.J. y Rowland, F.S. (1974). Stratopheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atomc-atalysed destruction of ozone. *Nature*, 249, 810-812.

Molinari, J. (1976). Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrogeólogie karstique: commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages [Perspectives on the rational use of natural and artificial tracers in karstic hydrogeology: comments from many recent examples of multitracking]. Annales Sci. de l'Université de Besançon. 2ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaires, Geólogie, fasc. 25, 3ème série, 275-306.

Mook, W.G. (1972). On the reconstruction of the initial 14C content of groundwater from the chemical and isotopic composition. 8th Int. Conf. on Radiocarbon Dating, 1: 342-352.

Mook, W.G. (2001). Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. - IHP-V Technical Documents in Hydrology, nº 39. Vol. I UNESCO–IAEA, Paris.

Mook, W.G. (2006) Introduction to Isotope Hydrology – Stable and Radioactive Isotopes of Hydrogen, Oxygen and Carbon. Taylor y Francis, London, 226 pp.

Moral, F., Cruz-Sanjulián, J. y Olías, M. (2008). Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of Hydrology*, 360: 281-296.

Morales, T. (1991). Estudio hidrogeológico de la zona norte de Vizcaya. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, Bilbao (España). 503 pp.

Morales, T., Fernández, I., Uriarte, J., Antigüedad, I. y Olazar, M. (2007). Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing breakthrough curves. *Journal of Hydrology*, 334: 183-198.

Morales, T., Uriarte, J.A., Olazar, M., Antigüedad, I. y Angulo, B. (2010). Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 390 (3): 182-189.

Moreno, F., Campos, J., García, L., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1980). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1050 (Ubrique) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, I.G.M.E. 55 pp.

Mudarra, M. (2012). Importancia relativa de la zona no saturada y zona saturada en el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos. Caso de la Alta Cadena, sierra de Enmedio y área de Los Tajos (provincia de Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. 557 pp.

Mudarra, M., Andreo, B. y Baker, A. (2011). Characterization of dissolved organic matter in karst spring waters using intrinsic fluorescence: Relationship with infiltration processes. *Science of the Total Environment*, 409 (18).

Mudarra, M., Marín, A.I., Andreo, B., Vadillo, I., Barberá, J.A., Neukum, C., Sánchez-García, D., Liñan, C. y Pérez-Ramos, 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.

Mudarra, M. y Andreo, B. (2011). Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers. The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology*, 397 (3-4): 263-280.

Mudarra, M., Andreo, B., Barberá, J.A. y Mudry, J. (2014a). Hydrochemical dynamics of TOC and NO_3 contents as natural tracers of infiltration in karst aquifers. *Environ. Earth. Sci.*, 71: 507-523.

Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A. I., Vadillo, I. y Barberá, J.A. (2014b). Combined use of natural and artificial tracers to determine the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). *Hydrogeology Journal*, 22 (5): 1027-1039.

Mudarra, M., Sánchez, D., Barberá, J.A. y Andreo, B. (2015). Consideraciones sobre el control y monitorización en continuo de las respuestas naturales de acuíferos kársticos. En: *El agua en Andalucía. El agua, clave medioambiental y socioeconómica*. Tomo 1. (B. Andreo, J.A. López-Geta, G. Ramos, J.J. Durán, F. Carrasco, I. Vadillo, P. Jiménez –Editores-), pp 151-164. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas 32. Instituto Geológico y Minero de España. ISBN vol 1: 978-84-7840-987-7. ISBN Obra completa: 978-84-7840-986-0.

Mudarra, M., Hartmann, A. y Andreo, B. (2019). Combining experimental methods and modeling to quantify the complex recharge behavior of karst aquifers. *Water Resources Research*, 55: 1384-1404.

Mudry, J. (1987). Apport du tracage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon (Francia). 378 pp.

Mudry, J. y Blavoux, B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. *Hydrogéologie*, 1: 53-59.

Mudry, J., Charmoille, A., Robbe, N., Bertrand, C., Batiot, C., Emblanch, C. y Mettetal J. (2002). Use of hydrochemistry to display a present recharge of confined karst aquifers. Case study of the Doubs valley, Jura mountains, eastern France. *Karst and Environment*, 123-129.

Münnich, K.O. y Vogel, J.C. (1962). Untersuchungen an pluvialen Wässern der Ost-Sahara. *Geologischen Rundshau*, 52: 611-624.

Musgrove, M., Stern, L.A. y Banner, J.L. (2010). Springwater geochemistry at Honey Creek State Natural Area, central Texas: Implications for surface water and groundwater interaction in a karst aquifer. *Journal of Hydrology,* 388: 144-156.

NCRP (1984). Exposures from the Uranium Series with Emphasis on Radon and its Daughters. National Council for Radiation Protection and Measurements. NCRP Report nº 77, Bethesda, MD.

Nash, J.E. y Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, part 1: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3): 282-290.

Long, A.J. y Putnam, L.D., (2005). Estimating ground-water age distribution from CFC and tritium data in the Madison Aquifer, Black Hills, South Dakota. In: Kuniansky, E.L. (Ed.), US Geological Survey Karst Interest Group proceedings, Rapid City, South Dakota, September 12–15, 2005. US Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5160, 115 pp.

Kralik, M., Humer, F., Papesch, W., Tesch, R., Suckow, A., Han, L. F. y M. Gröning (2009). Karstwater-ages in an alpine dolomite catchment, Austria: ^{18}O, ^{3}H, $^{3}H/^{3}He$, CFC and dye tracer – investigations. European Geosciences Union, General Assembly, 19-24. April 2009. Viena 11 (09180).

O´Driscoll, M. y DeWalle, D. (2006). Stream-air temperature relations to classify stream groundwater interactions in a karst setting, central Pennsylvania, USA. Journal of Hydrology 329, 140-153.

Olivier, PH. (1984). Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l´Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Travaux Laboratoire Géologie Mediterranée C.N.R.S., Université Paul Sabater, Toulouse: 229 pp.

Ortega, L., Manzano, L. y Rodríguez-Arévalo, J. (2017). Testing the usefulness of ^{222}Rn to complement conventional hydrochemical data to trace groundwater provenance in complex multi-layered aquifers. Application to the Úbeda aquifer system (Jaén, SE Spain). Science of Total Environment. 599-600; 2105-2120-

Ozima M. y Podosek F.A. (1983). *Noble Gas Geochemistry.* Cambridge University Press, Cambridge, 367 pp.

Padilla, A. (1990). Modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos. Tesis Doctoral, Universidad de Granada (España). 267 páginas.

Padilla, A., Delgado, J., Castillo, E., Rodríguez, L., Hernández-Bravo, J.A. y Fernández, M. (2011). Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Programa TRASERO v.2.0. Diputación Provincial de Alicante, Alicante (España). 64 pp.

Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A 43.

Parker, J. y Van-Genuchten, M. (1984). Determining transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Bulletin 84-3, Virginia Agriculture Experiment Station, Blacksburg, VA, 95 pp.

Pearson, F.J.J. (1965). Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone. En: Proceeding of the 6th International Conference on Radiocarbon and tritium dating. US Atomic Energy Commission, Conf-650652. Pulman, Washington, 357-366.

Pearson, F.J.J. y Hanshaw, B.B. (1970). Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. En: IAEA, *Isotopes in Hydrology* 1970. International Atomic Energy Agency, Viena, 271-285.

Perrin, J., Jeannin, P.Y. y Zwahlen, F. (2003). Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. *Hydrogeology Journal*, 11: 673-686.

Perrin, J. y Luetscher, M. (2008). Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information: example of the Swiss Jura. *Hydrogeology Journal*, 16 (5): 951-967.

Piles, E., Chamón, C., Estévez, C., Crespo, V., Aguilar, M. y Reyes, J.L. (1973). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1065 (Marbella) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, I.G.M.E.: 65 pp.

Plagnes, V. (2000). Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. *Documents du BRGM*, 294. 352 pp.

Plata, A. (1994). Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). 139 pp.

Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W. y Hanshaw, B.B. (1990). Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research*, 26 (9): 1981-2014.

Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S., Schlosser, P., McConnell, J.B., Michel, R.L., Ekwurzel, B. y Wepperning, R. (1998). Flow of river water into a karstic limestone aquifer-2. Dating the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia. *Applied Geochemistry*, 13 (8): 1017-1043.

Plummer, L.N., Busenberg, E. y Cook, P. G. (2006a). Principles of chlorofluorocarbons dating. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 17-30.

Plummer, L.N., Busenberg, E. y Han, L. F. (2006b). CFCs in binary mixture of young and old groundwater. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 72-59.

Plummer, L.N. y Glynn, P.D. (2013). Radiocarbon dating in groundwater systems. En: IAEA, Isotope methods for dating old groundwater, Capítulo 4. International Atomic Energy Agency, Viena, Páginas 33-89.

PNOA (2016). Cobertura LiDAR. Plan Nacional de Ortofotografía Aérea. Instituto Geográfico Nacional. Accesible en: http://pnoa.ign.es/coberturalidar [Consulta: 25 Oct 2017].

Posavec, K., Bačani, A. y Nakić, Z. (2006). A visual basic spreadsheet macro for recession curve analysis. *Ground Water*, 44: 764-767.

Poulain, A., Rochez, G., Van Roy, J.P., Dewaide, L., Hallet, V. y De Sadelaer, G. (2017). A compact field fluorometer and its application to dye tracing in karst environments. *Hydrogeology Journal*, 25: 1517-1524.

Pronk, M., Goldscheider, N. y Zopfi, J. (2006). Dynamics and interaction of organic carbon, turbidity and bacteria in a karst aquifer system. *Hydrogeology Journal*, 14 (4): 473-484.

Purtschert, R. (2008). Timescales and Tracers. En: Edmuns, W. M. y Shand, P. (Eds.), *Natural Groundwater Quality*: Blackwell Publishing, Oxford, páginas 91-108.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G, Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. y Van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4): 1869-1887.

Reynolds, G.W., Hoff, J.T. y Gillham, R.W. (1990). Sampling bias caused by materials used to monitor halocarbons in groundwater. *Environmental Science and Technology*, 24 (1): 135-142.

Ravbar, N., Barberá, J.A., Petric, M., Kogovsek, J. y Andreo, B. (2012). The study of hydrodynamic behavior of a complex karst system under low-flow conditions using natural and artificial tracers (springs of the Unica River, SW Slovenia). *Environmental Earth Sciences,* 65, 2259-2272.

Rodríguez-Martínez, R. (1977). La Serranía de Ronda. Estudio Geográfico. Ronda: Caja de Ahorros de Ronda. 530 p.

Ryan, M. y Meiman, J. (1996). An examination of short-term variations in water quality at a karst spring in Kentucky. *Ground Water*, 34 (1): 23-30.

Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D. (1983). The relation between air mass trajectories and the water isotope composition of rain in the Mediterranean Sea area. *Geophyscal Research Letters*, 10: 43-46.

Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Pous, J., Arzate, J., Roldn-García, F.J., Marín-Lechado, C. y Anahnah, F. (2012). Constraints on the frontal crustal structure of a continental collision from an integrated geophysical research: the central-western Betic Cordillera (SW Spain). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13 (8): 1-19.

Roether, W. (1967). Estimating the tritium input to ground water from wine samples: ground-water and direct run-off contribution to central European surface waters", Proc. IAEA Conf. on Isotopes in Hydrology, IAEA, Viena, 73-90.

Rozanski, K., Gonfiantini, R. y Araguás-Araguás, L. (1991). Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics*, 17, S523-S536.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993). Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*. American Geophysical Union Monograph, páginas 1-36.

Sakoda, A. Ishimori, Y. y Yamaoka, K. (2011). A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. *Appl. Radiat. Isot.*, 69 (10): 1422-1435.

Salonen, L. (1994). ^{238}U series radionuclides as a source of increased radioactivity in groundwater originating from Finnish bedrock. Future groundwater resources at risk. Proceedings of the Helsinki Conference. IAHS Publ. 222, 71-84.

Sánchez, D., Barberá, J.A., Mudarra, M. y Andreo, B. (2015). Hydrogeochemical tools applied to the study of carbonate aquifers: examples from some karst systems of Southern Spain. *Environ Earth Sci*, 74: 199-215.

Sánchez, D., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., y Martín, J.F. (2017). Hydrochemical and isotopic characterization of carbonate aquifers under natural flow conditions, Sierra Grazalema Natural Park, southern Spain. *Geological Society, London*, Special Publications, 466 (1): 275-293.

Sánchez-Navas, A., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (2014). Pre-Alpine discordant granitic dikes in the metamorphic core of the Betic Cordillera: tectonic implications. *Terra Nova*, 26: 477-486.

Sánchez-Pérez, J.M. (1993). Precauciones en el uso de los tomamuestras de succión equipados con porcelana porosa. Jornadas sobre investigación en medio no saturado. Ed. Ignacio Morell Evangelista. Castellón. Vol. 1. ISBN 84-8021-047-8. 164 pp.

Sánchez-Pérez, J.M. y Morell, I. (1994). Precauciones de uso de los tomamuestras de succión equipados con porcelana porosa. Investigación en Zona No Saturada: aspectos metodológicos y algunos ejemplos. Ed. Ignacio Morell Evangelista. Castellón. Vol. 1: 9-16.

Sanz De Galdeano, C. (1975). Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 274 pp.

Sanz De Galdeano, C. (1997). La Zona Interna Bético-Rifeña. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 316 pp.

Sanz de Galdeano, C., Prieto-Mera, J. y Andreo, B. (2019). Structure of the Alpujarride Complex and hydrogeological observations to the NW of Sierra Tejeda (Granada and Malaga provinces, Betic Internal Zone, Spain). *Estudios Geológicos*, 75 (1): e090.

Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines. Masson, París (Francia). 642 pp.

Schlosser, P., Stute, M., Sonntag, C. y Munnich, K.O. (1989). Tritogenic ^{3}He in shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 245-256.

Sen, P.K (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, vol. 63 (324): 1379-1389.

Senciales, J.M. (2007). El clima en la provincia de Málaga. En: Durán, J.J. (Coord.), Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga, tomo 1, 49-58. Instituto Geológico y Minero de España; Diputación de Málaga, Madrid (España). 296 pp.

Shahkarami, P., Neretnieks, I., Moreno, L. y Liu, L. (2019). Channel network concept: an integrated approach to visualize solute transport in fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 27: 101-119.

Shuster, E.T. y White, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14 (2): 93-128.

Siegenthaler, U. y Oeschger H., (1980). ^{18}O in precipitation: correlations with temperature and altitude on a regional scale. *Nature (London)*, 285: 314-316.

Smart, P.L. (1984). A review of the toxicity of twelve fluorescent dyes used for water tracing. *NSS Bulletin*, 46: 21-33.

Smart, C.C. (1988). Artificial Tracer Techniques for the Determination of the Structure of Conduit Aquifers. *Ground Water*, 26 (4): 445-453.

Smart, P.L. y Laidlaw, I.M.S. (1977). An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. *Water Resource Research*, 13 (1): 15-33.

Stewart, M.K. y Thomas, J.T. (2008). A conceptual model of flow to the Waikoropupu Springs, NW Nelson, New Zealand, based on hydrometric and tracer (^{18}O, Cl, ^{3}H and CFC) evidence. *Hydrology Earth System Sciences*, 12 (1): 1-19.

Schubert, M., Paschke, A., Lieberman, E. y Burnett, W.C. (2012). Air-water partitioning of ^{222}Rn and its dependence on water temperature and salinity. *Environmental Science and Technology*, 46: 3905-3911.

Schubert, M., Buerkin, W., Peña, P., López, A., y Balcázar, M. (2006). On-site determination of the radon concentration in water samples: Methodical background and results from laboratory studies and a field-scale test. *Radiation Measurements,* 41: 492-497.

Shuster, E.T. y White, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14: 93-128.

Shuster, E.T. y White, W.B. (1972). Sources areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resources Research*, 8 (4): 1067-1073.

Sepaskhah, A.R. y Razzaghi, F.H. (2009). Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semiarid region of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 55 (1): 51-6.

Solomon, D.K. (2000). ^{4}He in groundwater. En: Cook P.J. y Herczeg, A.L. (eds.), Environmental tracers in subsurface hydrology. Springer Science/Business Media, New York, 425-440.

Solomon, D.K., Hunt, A. y Poreda, R. J. (1996). Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: Implications for dating young groundwater. *Water Resources Research*, *32*(6), 1805–1813.

Solomon, D.K., Genereux, D.P., Plummer, L.N. y Busenberg, E. (2010). Testing mixing models of old and young groundwater in a tropical lowland rain forest with environmental tracers. *Water Resources Research*, 46 (4): 1-14.

Sposito, G. (1989). The chemistry of soils, Oxford University Press, New York, 304 pp.

Sudicky, E.A. y Frind, E.O. (1982). Contaminant Transport in Fractured Porous Media Analytical Solutions for a System of Parallel Fractures. *Water Resources Research*, 18: 1634-1642.

Sültenfuß, J., Roether, W. y Rhein, M. (2009). The Bremen mass spectrometric facility for the measurement of helium isotopes, neon and tritium in water. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 45 (2), 83-95.

Sültenfuß, J., Purtschert, R. y Führböter, J.F. (2011). Age structure and recharge conditions of a coastal aquifer (northern Germany) investigated with ^{39}Ar, ^{14}C, ^{3}H, He isotopes and Ne. *Hydrogeology Journal*, 19, 221-236.

Suckow, A. (2014). The age of groundwater - definitions, models and why we do not need this term, Applied Geochemistry, 50: 222–230.

Tapponier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranee: poinçonnoment e écrasement rigide-plastique. *Bull. Geol. Soc. France*, 19: 437-460.

Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38 (1): 55-94.

Tissier, G., Perrette, Y., Dzikowski, M., Poulenard, J., Hobléa, F., Malet, E. y Fanget, B. (2013). Seasonal changes of organic matter quality and quantity

at the outlet of a forested karst system (La Roche Saint Alban, French Alps). *Journal of Hydrology*, 482: 139-148.

Tolstikhin, I.N. y Kamensky, I.L. (1969). Determination of groundwater age by the T-^{3}He method, *Geochemistry International*, 6: 810-811.

Toride, N., Leij, F. y Van-Genuchten, M. (1995). The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments, version 2.0. US Salinity Laboratory, Agricultural Research Services, USDA, Riverside, CA, 121 pp.

Torgersen, T. y Clarke, W.B. (1985). Helium accumulation in groundwater, I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal ^{4}He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 49: 1211-1218.

Torgersen, T. y Stute, M. (2013). Helium (and other noble gases) as a tool for understanding long timescale groundwater transport. En: (IAEA), Isotope methods for dating old groundwater. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 179-216.

Tubía, J.M. (1985). Estructura de los Alpujárrides occidentales: cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. In: Boletín Geológico y Minero, 99 (2, 3, 4 y 5).

USGS (2017). Atmospheric mixing ratios of CFC-11, CFC-12, CFC-113, SF_6 x 100, and tritium in precipitation for Northern Hemisphere atmosphere, USGS GW Dating Lab Group. Disponible en: https://water.usgs.gov/lab/software/air_curve/index.html [Consulta: 17 Sep 2019].

Van de Fliert, J., Graven, H., Hermes, J. y De Smet, M. (1980). On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geol. Helv*, 73 (1): 223-237.

Van Genuchten, M., Simunek, J., Leij, F., Toride, N. y Sejna, M. (2012). STANMOD: model, use, calibration and validation. *Am. Soc. Agric. Biol. Eng,* 55 (4):1353-1366.

Vautour, G, Pinti, D.L., Méjean, P., Saby, M., Meyzonnat, G., Larocque, M., Castro, M.C., Hall, C.M., Boucher, C., Roulleau, E., Barbecot, F., Takahata, N. y Sano, Y. (2015). ^{3}H/^{3}He, ^{14}C and (U–Th)/^{4}He groundwater ages in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Eastern Canada. *Chem. Geol*, 413: 94-106.

Vera, J.A. -Ed.- (2004). Geología de España. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 890 pp.

Visser, A., Fourré, E., Barbecot, F., Aquilina, L., Labasque, T., Vergnaud, V. y Esser, B.K. (2014). Intercomparison of tritium and noble gases analyses, 3H/3He ages and derived parameters excess air and recharge temperature. *Applied Geochemistry*, 50: 130-141.

Vogel, J.C. y Ehhalt, D. (1963). The use of carbon isotopes in groundwater studies Radioisotopes in Hydrology, IAEA, Viena, páginas 383-395.

Voronov, A.N. (2004). Radon-rich water in Russia. *Environ. Geol.*, 46: 630-634.

Wagner, G.H. (1962). Use of porous ceramic cups to sample soil water within the profile. *J. Soil Sci.,* Series paper 2402: 379-386.

Wanninkhof, R., Ledwell, J.R. y Watson, A.J. (1991). Analysis of sulfur hexafluoride in seawater. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C5), 8733.

Wanty, R.B., Lawrence, E.P. y Gundersen, L.C.S. (1992). Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water A.E. Gates, L.C.S. Gundersen (Eds.), Geologic Controls of Radon, Special Paper 271, The Geological Society of America, páginas 73-78.

Warner, M.J. y Weiss, R.F. (1985). Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Research,* 32 (12): 1485-1497.

Weiss, R.F. (1971). Solubility of Helium and Neon in Water and Seawater. *Journal of Chemical and Engineering Dta*, 16 (2): 235-241.

Westerhof, A.B. (1975). Genesis of magnetite ore near Marbella, Southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polymetmorphic gedrite-bearing and other rocks. *GUA. Papers of Geology*, 6, 216 pp.

White, W.B. (1988). Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford Univ. Press, Nueva York (EEUU). 464 pp.

White, W.B. (2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. *Eng. Geol.* 65 (2), 85-105.

Wigley, T.M.L. (1973a). The incongruent solution of dolomite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37 (5), 1397-1402.

Wigley, T.M.L. (1973b). Chemical Evolution of the System Calcite–Gypsum–Water. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 306-315.

Wilske, C., Suckow, A., Mallast, U., Meier, C., Merchel, S., Merkel, B., Pavetich, S., Rödiger, T., Rugel, G., Sachse, A., Weise, S.M. y Siebert, C. (2019). A multi-environmental tracer study to determine groundwater residence times and recharge in a structurally complex multi-aquifer system. *Hydrology and Earth System Sciences* (EGU).

Word, W.W. y Stanford, W.E. (1995). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating groundwater recharge. *Ground Water*, 37 (1): 2-3.

Yager, R.M., Plummer, L.N., Kauffman, L.J., Doctor, D.H., Nelms, D.L. y Schlosser, P. (2010). Comparison of age distributions estimated from environmental tracers by using binary-dilution and numerical models of fractured and folded karst: Shenandoah Valley of Virginia and West Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 21: 1193-1217.

Yurtsever, Y. y Gat, J.R. (1981). Atmospheric waters. En: Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle (ed. J.R. Gat and R. Gonfiantini). International Atomic Energy Agency, Viena. 103-142.

Zagana, E., Tserolas, P., Floros, G. Katsanou, K., y Andreo, B. (2011). First outcomes from groundwater recharge estimation in evaporate aquifer in Greece with the use of APLIS method. In N. Lambrakis, G. Stournaras, K. Katsanou (Eds.), *Advances in the Research of Aquatic Environment*, 89-96. Berlin, Germany: Springer.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de la distribución de los acuíferos kársticos en Europa. Modificado de Chen *et al.*, 2017)..... 2
Figura 1.2. Esquema conceptual de un acuífero kárstico y las formas de modelado asociadas. Modificado de Bichet y Campy (2008)..... 3
Figura 1.3. Bloque diagrama que representa la complejidad geológica y estructural del área de Hochifen-Gottesacker. Formaciones geológicas: Palfris (pf), Kieselkalk (kf), Drusberg (df), Schrattenkalk (sk), Garschella (gf), Amden (af), depósitos cuaternarios (q). Puntos de agua: manantial de Kessleralp (Ka), de Rubach (Rb). Modificado de Goldscheider (2005)..... 6
Figura 1.4. Localización geográfica del área de estudio dentro de la Serranía de Ronda..... 7
Figura 1.5. Características topográficas y vías de comunicación del área de estudio. 8
Figura 1.6. Modelo de instalación de cápsulas de cerámica porosa, a diferente profundidad, en el suelo de una dolina para el muestreo de agua en el suelo..... 12
Figura 1.7. Muestreo de agua para la determinación de alcalinidad, iones mayoritarios, fluorescencia natural, $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$ y medida de parámetros físico-químicos en: (A) manantial de Fuente Grande (Estación de Jimera de Líbar) y (B) surgencia de La Zúa (Júzcar)..... 16
Figura 1.8. Esquema del dispositivo portátil utilizado para la determinación de ^{222}Rn en aguas subterráneas..... 17
Figura 1.9. (A) Muestreo de agua subterránea para la determinación in situ de ^{222}Rn en el manantial de La Zúa (Júzcar). (B) Dispositivo portátil para la determinación de ^{222}Rn..... 17
Figura 1.10. Muestro para la determinación de gases nobles en: (A) manantial de Huertos (Alpandeire) y (B) surgencia de La Zúa (Júzcar)..... 18
Figura 1.11. Dispositivo de muestreo para la determinación de CFC y SF_6 en el manantial de Huertos (Alpandeire)..... 19
Figura 1.12. Matriz de excitación-emisión (MEE) generada a partir de técnicas espectrofluorométricas. Presenta la localización de los picos de intensidad máxima que se detectan comúnmente en aguas subterráneas y del suelo. Tomado de Mudarra (2012)..... 22
Figura 1.13. (A) Descomposición de la curva de recesión según el método de Mangin (1970, 1975): 1, tramo de decrecida; 2, agotamiento; 3, curva de recesión. (B) Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos..... 28
Figura 1.14. Representación gráfica de la distribución de curvas de frecuencias (CFD) de la conductividad eléctrica propuesta por Bakalowicz (1977)..... 30

Figura 2.1. Mapa geológico del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo. Tomado de Vera (2004).....
Figura 2.2. Mapa de situación de la zona de estudio en el contexto geológico de la Cordillera Bética. Modificado de Sánchez-Navas *et al.* (2014).....

Figura 2.3. Distribución espacial de los afloramientos del Penibético en el tercio occidental de la Cordillera Bética y sus relaciones con otros complejos tectónicos. Tomado de Martín-Algarra (2008).....
Figura 2.4. Columnas estratigráficas representativas del dominio Penibético y Rondaide en el área de estudio. Tomado de Martín-Algarra (1987). * Artefacto gráfico que representa aproximadamente 250 m de Dolomía Principal.....
Figura 2.5. (A) Estromatolitos fosfatados en la caliza pelágica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (paleokarst). (B) Macizo carbonático de la sierra de Jarastepar, donde se pueden diferenciar la Formación Endrinal de las Dolomías de Jarastepar. (C) Formación Torcal en el paraje de Los Riscos. (D) Formación de Capas Blancas y Rojas del Cretácico al E del Cancho de Almola.....
Figura 2.6. Flysch del Campo de Gibraltar. (A) Afloramiento localizado al N de Catajima. (B) lentejón de facies Flysch pinzado entre materiales carbonáticos en la base del Cancho de Almola.....
Figura 2.7. (A) Formación Calizas Blancas de Almola. (B) Pequeño afloramiento de Formación Capas Rojas de Almola en la parte alta del Cancho homónimo. (C) Dolomía Principal de la Unidad de Nieves. (D) Afloramiento de Becha de la Nava.....
Figura 2.8. (A) Afloramiento del Complejo Alpujárride, al S de Júzcar. (B) Materiales del Complejo Maláguide, al S de Atajate.....
Figura 2.9. Sección transversal de la parte central del área de estudio, se extiende desde la parte occidental de la sierra de Líbar (Llanos del Republicano) hasta el O de Igualeja. Modificado de Expósito *et al.* (2012).....
Figura 2.10. Mapa de fracturación del área de estudio en el que se representa la distribución direccional de las fracturas y diagramas de rosas para cada uno de los sectores y en conjunto.....
Figura 2.11. Distribución de altitud en el área de estudio, histograma de frecuencias y curva hipsométrica.....
Figura 2.12. Distribución de pendientes en el área de estudio e histograma de frecuencias.....
Figura 2.13. Mapa hidrológico del área de estudio realizado a partir del modelo digital del terreno.....
Figura 2.14. Áreas endorreicas situadas (A) entre el Cancho de Almola y la sierra del Oreganal, (B) sumidero kárstico situado al de la mencionada área endorreica, (C) al N del Cancho de Almola y (D) al N de Alpandeire.....
Figura 2.15. Paisaje ruiniforme en el área de Los Riscos (Cartajima).....
Figura 2.16. Mapa geomorfológico del área de estudio donde se representan las zonas de mayor desarrollo kárstico.....
Figura 2.17. (A) Dolina con forma redondeada generada por disolución. (B) Campo de dolinas localizado en la parte alta del Cancho de Almola, donde se diferencian dolinas redondeadas (1-3) y una alargada (4). (C) Uvala localizada al NO del Cancho de Almola.....

Figura 2.18. Tipos de lapiaces reconocidos en el área de estudio: (A) Pavimento kárstico en la sierra de Jarastepar. (B) Lapiaz estructural en el que la circulación del agua tiene lugar por las diaclasas. (C) Lapiaz estructural con hendiduras subverticales, ensanchadas por la disolución y rellenas de arcillas de descalcificación; delimitan bloques, más o menos grandes, y ortogonales en planta. (D) Lapiaz con aristas localizado en la subida por el borde S al Cancho de Almola. (E) Lapiaz estructural con hendiduras de hasta varios metros de profundidad, situado en la parte E de la sierra de Jarastepar. (F) Lapiaz cavernoso con perforaciones de diámetro medio menor de 10 cm, asociadas a la corrosión bioquímica, reconocido al N del Cancho de Almola.....
Figura 2.19. Formas exokársticas menores: (A) Sumidero kárstico dentro de la uvala situada al N del Cancho de Almola. (B) Colapso de 2 m de profundidad en el centro de una de las dolinas en el Cancho de Almola. (C) Bogaz o callejón kárstico desarrollado a favor de la dirección principal de fracturación en Los Riscos. (D) Tornillo localizado en el paisaje kárstico de Los Riscos. (E) Marmitas de gigante en el arroyo Majales, al O de Júzcar. (F) Kamenitza de fondo plano y de tamaño decimétrico en el arroyo de Bolones.....
Figura 2.20. (A) Panorámica de la plataforma travertínica en el manantial de Huertos, al SO de Alpandeire. (B) Detalle de los depósitos de travertinos en el barranco Majales, próximos al manantial de La Zúa.....
Figura 2.21. Formas endokársticas reconocidas en el área de estudio: (A) Cueva vertical conocida como Pozancón, localizada en el municipio de Alpandeire. (B) Cueva situada en la vertiente S del Cancho de Almola.....
Figura 2.22. Mapa de distribución de suelos en el área de estudio modificado a partir de los datos obtenido en el proyecto LUCDEME (1995a; b; 1996a; b).....
Figura 2.23. Mapa de usos del suelo y coberturas vegetales en el área de estudio elaborado a partir de la simplificación de la base cartográfica del Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España (SIOSE).....
Figura 2.24. (A) Desarrollo de actividad ovina aprovechando una pequeña zona endorreica de pastizal rocoso. (B) Vista aérea de la cantera de áridos de Parauta.....

Figura 3.1. Distribución de las precipitaciones en la provincia de Málaga. Modificado de Senciales (2007).....
Figura 3.2. Distribución de la temperatura del aire en la provincia de Málaga. Modificado de Senciales (2007).....
Figura 3.3. (A) Panorámica del barranco Audalaz, al O de Alpandeire (noviembre de 2016). (B) Estación meteorológica cubierta de nieve en la sierra de Jarastepar (enero de 2015). (C) Vista, desde el E, de las cumbres nevadas de Alto del Unicornio (enero de 2017). (D) Vista, desde el O, del Cancho de Almola (mayo de 2017).....
Figura 3.4. Situación de las estaciones pluviométricas en el área de estudio.....
Figura 3.6. Desviación de las precipitaciones anuales (barras) y de las anuales acumuladas (línea) durante el periodo 1950/51 - 2016/17 con respecto a la

precipitación media aritmética de las estaciones seleccionadas del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).....
Figura 3.7. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones consideradas durante el periodo 1950/51 - 2016/17.....
Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1994/95, el más seco del periodo de estudio.....
Figura 3.9. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1962/63, el más húmedo del periodo de estudio
Figura 3.10. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del periodo de estudio (1950/51 - 2016/17).....
Figura 3.11. Valores de precipitación anual durante el periodo de estudio. El área sombreada con color gris representa el intervalo de valores correspondiente al año tipo medio.....
Figura 3.12. Distribución de las precipitaciones mensuales durante el periodo de estudio 2014/15 - 2016/17.....
Figura 3.13. Precipitación media mensual y acumulada durante el periodo 2014/15 - 2016/17.....
Figura 3.14. Evolución temporal de las precipitaciones diarias registradas en la estación de Jarastepar, durante cada uno de los años del periodo de estudio (2014/15 - 2016/17).....
Figura 3.15. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15.....
Figura 3.16. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16.....
Figura 3.17. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17.....
Figura 3.18. Mapa de situación de las estaciones de muestreo de agua de lluvia (pluviocaptores).....
Figura 3.19. (A) Imagen del pluviocaptor antes de ser instalado en la estación Jarastepar (1317 m s.n.m.). (B) Pluviocaptor instalado en la estación Almola (1105 m s.n.m.).....
Figura 3.20. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas durante el periodo de estudio (octubre 2014 - septiembre 2017).....
Figura 3.21. Proporciones relativas (% según miliequivalentes) de los componentes químicos mayoritarios de las aguas de lluvia recogidas durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17).....
Figura 3.22. Relación entre la concentración de Cl^- y la altitud de las muestras de agua recogidas durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17).....
Figura 3.23. Análisis de Componentes Principales (ACP) realizado con los datos de la composición químicas de las aguas de lluvia. (A) Espacio de las variables. (B) Unidades estadísticas.....
Figura 3.24. Relación de las variaciones naturales de $\delta^{18}O$ δ y $H^2\delta$ del agua oceánica, el vapor atmosférico y la precipitación. El círculo azul representa el valor hipotético del vapor de agua en equilibrio isotópico con el agua del mar, el cuadrado azul es la composición isotópica observada en el vapor oceánico del Ecuador (originada a partir del fraccionamiento más realista que se da

fuera del equilibrio). El vapor marino se condensa gradualmente para dar lugar a la precipitación (flecha azul) mediante un fraccionamiento positivo, de manera que el vapor atmosférico residual se va empobreciendo progresivamente del ^{18}O y ^{2}H (flecha morada). Modificado de Mook (2006).....

Figura 3.25. Relación $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$ de las muestras de lluvia recogidas durante el periodo de estudio. Se adjuntan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Mundial -LMM-, Mediterráneo occidental -LMMoc- y Local -LMLo-).....

Figura 3.26. Mapa de situación de las estaciones termométricas que existen en el área de estudio.....

Figura 3.27. Evolución de la temperatura media anual durante el periodo de registro 1997/98-2016/17.....

Figura 3.28. Valores de la temperatura media mensual durante el periodo de registro 1997/98-2016/17.....

Figura 3.29. Evolución de los valores medios mensuales de las estaciones seleccionadas para el análisis termométrico del periodo histórico (1997/98-2016/17).....

Figura 3.30. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el análisis del periodo 1997/98-2016/17.....

Figura 3.31. Variaciones de la temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas del área de estudio durante el periodo de investigación.....

Figura 3.32. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideras en el análisis del periodo 2014/15 - 2016/17.....

Figura 4.1. Evolución histórica de las definiciones administrativas para los distintos acuíferos carbonáticos existentes en el entorno de la ciudad de Ronda y en áreas próximas (modificado de Fernández-Ruíz, 2007).....

Figura 4.2. Croquis de las surgencias de *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara.....

Figura 4.3. Columnas litológicas de sondeos del área de estudio. * Artefacto gráfico que representa aproximadamente 90 m en los que los materiales (margas y margocalizas cretácicas del dominio Penibético) no varían. NP, nivel piezométrico.....

Figura 4.4. Curva de gastos para los diferentes tramos de altitud de la lámina de agua en el manantial de Fuente Grande.....

Figura 4.5. (A) Estación de aforos del manantial de La Zúa equipada con *data logger* (Odyssey®) de registro de altura de lámina de agua situado en el arroyo Majales, aguas abajo de dicha surgencia. (B) Curva de gastos para el manantial de La Zúa, elaborada a partir de aforos puntuales realizados durante el periodo de estudio. (C) Cueva vertical en la que surge el manantial de Pozancón, en cuya parte baja se instaló el sensor de conductividad eléctrica, temperatura y nivel de agua (OTT, ecoLog 800®). Detalle del sensor en el interior de la cueva. (D) Curvas de gastos para el conjunto drenado por

TP Alfaguara y *TP* Pozancón. Q, caudal; h, altura de lámina de agua registrada.....
Figura 4.6. Hidrogramas de los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de control. Las precipitaciones diarias corresponden a las registradas en la estación Jarastepar (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria).....
Figura 4.7. Relación entre la temperatura media del agua y la cota de surgencia de los manantiales del área de estudio. (A) Considerando todos los manantiales. (B) Teniendo en cuenta solo los manantiales principales.....
Figura 4.8. Evolución temporal de la temperatura (°C) de las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio. También se representan las series de datos de precipitación diaria y temperatura del aire registradas en la estación meteorológica Jarastepar.....
Figura 4.9. Evolución de la conductividad eléctrica (CE) de las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en la estación meteorológica Jarastepar.....
Figura 4.10. Curvas de distribución de frecuencias de las series de datos de conductividad eléctrica del agua en los manantiales más significativos del área de estudio durante el periodo de investigación. Véase duración del registro en la figura 4.9.....
Figura 4.11. Diagrama de Piper en los que se representan las composiciones químicas de las aguas subterráneas drenadas por: (A) los principales manantiales, (B) los manantiales secundarios.....
Figura 4.12. Representación de los factores 1, 2 y 3 (A y C: espacio de las variables, B y D: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales principales del área de estudio durante el periodo de investigación. ZNS, zona no saturada; ZS, zona saturada.....
Figura 4.13. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones molares entre (A) HCO_3^- y Ca^{2+}, (B) SO_4^{2-} y Ca^{2+}, (C) SO_4^{2-} y Mg^{2+} y (D) Ca^{2+} y Mg^{2+}.....
Figura 4.14. Índices de saturación en (A) calcita, (B) dolomita y (C) yeso en función de la concentración de SO_4^{2-} de las muestras de agua recogidas en los principales manantiales.....
Figura 4.15. Variación del pH (A) y el índice de saturación en calcita (B) en función de los cambios en la presión parcial de CO_2.....
Figura 4.16. Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ junto con sus rangos de variación. (A) Muestras de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Externa. (B) Muestras correspondientes a las aguas de las surgencias ubicadas en la Zona Interna.....
Figura 4.17. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua meteórica y la drenada por los principales manantiales del área de estudio. (B) Representación ampliada de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de

agua subterráneas. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas.....
Figura 4.18. Rangos de los valores de $\delta^{13}C$ en compuestos naturales. CAM, metabolismo ácido de las crasuláceas; C_3, fotosíntesis ciclo de Calvin; C_4, fotosíntesis ciclo de Hatch-Slack. Modificado de Clark y Fritz (1997).....
Figura 4.19. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $\delta^{13}C$ obtenidos en los principales manantiales del área de estudio. La línea discontinua separa los manantiales localizados en la Zona Externa (a la izquierda), de los ubicados en la Zona Interna (a la derecha).....
Figura 4.20. Relación entre los valores de $\delta^{13}C$ y las concentraciones de Mg^{2+} (meq/l) (A) y COT (mg/l) (B) en las aguas de los principales manantiales muestreados.....
Figura 4.21. Rangos comunes establecidos por diferentes autores para relacionar el origen de los sulfatos disueltos en agua.....
Figura 4.22. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de ^{222}Rn obtenidos en los principales manantiales del área de estudio. La línea discontinua separa los manantiales localizados en la Zona Externa (a la izquierda), de los ubicados en la Zona Interna (a la derecha).....
Figura 4.23. Representación de algunas de las relaciones relevantes entre el ^{222}Rn y la conductividad eléctrica (A), contenido en Mg^{2+} (B), Ca^{2+} (C) y SO_4^{2-} (D).

Figura 5.1. Situación de los puntos de inyección (PI-1: EOS; PI-2: PIR) y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir de los resultados del ensayo nº 1
Figura 5.2. (A) Dolina que fue adecuada y colapso en su interior donde se inyectó la eosina (PI-1). (B) Campo de lapiaz en el que se inyectó la piranina (PI-2). (C) Inyección de PIR en PI-2. (D) Aforo químico (con NaCl) aguas debajo de *TP* Alfaguara [M-61].....
Figura 5.3. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia *TP* Alfaguara), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 15 de octubre al 19 de noviembre de 2015.....
Figura 5.4. Curvas de concentración (CC) de eosina (EOS) y piranina (PIR) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de cada trazador (A) durante el ensayo nº 1.....
Figura 5.5. Situación del punto de inyección (PI-3: URA) y conexión hidrogeológica deducida a partir de los resultados del ensayo nº 2.....
Figura 5.6. (A) Vista panorámica desde el S de la uvala que tiene el sumidero donde se inyectó el trazador (URA) el 11 de mayo de 2016. (B) Inyección de URA en el sumidero PI-3. (C) Situación de máximo de nivel alcanzado en el manantial de Pozancón en el ensayo nº 2. (D) Instalación de fluorímetro de campo en la surgencia *TP* Alfaguara.....

Figura 5.7. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 26 de abril al 31 de mayo de 2016.....
Figura 5.8. Curvas de concentración (CC) de uranina (URA) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y Pozancón (B) y masa recuperada de trazador (A) durante el ensayo nº 2. [1], máxima concentración de uranina registrada en Pozancón mientras la surgencia *TP* Alfaguara es surgente. [2], máxima concentración de uranina registrada en Pozancón tras cesar el drenaje de *TP* Alfaguara.....
Figura 5.9. Situación de los puntos de inyección (PI-4: URA; PI-5: Na-ph; PI-6: TIN) y conexión hidrogeológica probada a partir del ensayo con trazador nº 3
Figura 5.10. (A) Inyección de SRB en un sumidero kárstico (PI-4). (B) Colapso en el paraje de Los Riscos donde tuvo lugar la inyección de Na-ph (PI-5). (C) Inyección de TIN en el sondeo S-09. (D) Automuestreador instalado en el manantial de Algoma [M-86]. (E) Espectrofluorímetro de campo (GGUN-FL30) colocado en la surgencia *TP* Minilla [M-87]. (F) Espectrofluorímetro de campo (GGUN-FL30) instalado en el manantial de Algoma [M-86].....
Figura 5.11. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62] desde el 14 de noviembre al 16 de diciembre de 2016.....
Figura 5.12. Curvas de concentración (CC) de sulfo-rodamina (SRB) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de trazador durante el ensayo nº 3.....
Figura 5.13. Situación de los puntos de inyección (PI-7: URA; PI-8: EOS; PI-9: AMG) y conexión hidrogeológica deducida a partir de los resultados del ensayo nº 4.....
Figura 5.14. (A) Inyección de URA en un sumidero kárstico (PI-7). (B) Campo de lapiaz donde tuvo lugar la inyección de EOS (PI-8). (C) Inyección de AMG en un tramo perdedor del barranco inmediatamente al E del paraje de Los Riscos (PI-9). (D) Surgencia de *TP* Pozancón (05/03/2018).....
Figura 5.15. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62] desde el 18 de febrero al 24 de marzo de 2018.....
Figura 5.16. Curvas de concentración (CC) de uranina (URA) en los manantiales *TP* Alfaguara (A) y *TP* Pozancón (B) y masa recuperada de trazador durante el ensayo nº 4.....
Figura 5.17. Situación de los puntos de inyección (PI-10: SRB; PI-11: PIR) y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir de los resultados del ensayo nº 5
Figura 5.18. (A) Parte alta del arroyo Bolones, en un tramo sobre calizas jurásicas del Penibético, aguas arriba del punto de inyección, momentos antes del vertido de sulfo-rodamina B (SRB) en el ensayo nº 5. (B) Tramo de cauce perdedor del arroyo Bolones (PI-10) donde se inyectó SRB el 14/03/2018. (C)

Sumidero kárstico activo (PI-11) en el que tuvo lugar la inyección de la piranina (PIR) el 15/03/2018. (D) Manantial de Linarejos [M-49] donde se colocó el fluocaptor de carbón activo.....
Figura 5.19. Precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar y series continuas de altura de lámina de agua (convertida a caudal en el caso de que supere el umbral de surgencia), CE y temperatura del agua en el manantial de Pozancón [M-62], desde el 28 de febrero al 02 de abril de 2018.....
Figura 5.20. (A) Curvas de concentración (CC) de sulfo-rodamina B (SRB) en la surgencia *TP* Minilla [M-87] y muestras puntuales en el manantial de Algoma [M-86]. (B) Muestras puntuales con la concentración de piranina (PIR) en el nacimiento del Genal [M-0A]. [1], Primera detección de la SRB en *TP* Minilla. [2], Primera detección de la SRB en Algoma.....
Figura 5.21. (A) Curvas de concentración de trazadores frente al tiempo desde la inyección. (B) Curvas de concentración normalizadas restando a cada valor la concentración mínima y dividiendo entre el valor máximo menos el mínimo.
Figura 5.22. Curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD) frente al tiempo transcurrido desde las inyecciones de los diferentes ensayos de trazado realizados durante la investigación.....
Figura 5.23. Relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes (tiempo, velocidad, concentración, descarga y datos relacionados con la morfología de las BTCs). Véase la tabla 5.4 para la identificación de los parámetros.....
Figura 5.24. Relaciones entre los parámetros de transporte obtenidos a partir de las simulaciones con los modelos AD y 2RNE.....
Figura 5.25. Resultados de las simulaciones (AD y 2RNE) realizadas para las BTCs de los ensayos con trazadores llevados a cabo en el marco de esta investigación.....
Figura 5.26. Relación entre la concentración de pico unitaria (C_{UP}) y el tiempo que transcurre hasta el pico de concentración ($T_{MÁX\ CC}$).....
Figura 5.27. Mapa síntesis de las conexiones hidrogeológicas detectadas en los ensayos con trazadores realizados durante esta investigación. *Divisoria hidrogeológica en superficie establecida sobre materiales carbonáticos.....
Figura 5.28. Representación esquemática de la interpretación del registro de trazador en el manantial de Pozancón durante el ensayo nº 2. Situación en la que *TP* Alfaguara presenta descarga visible (A) y cuando cesa el drenaje (B)...

Figura 6.1. Esquema conceptual de las metodologías empleadas para la elaboración del capítulo de evaluación de recursos hídricos y balance hidrogeológico.....
Figura 6.2. Mapa de distribución de la tasa de recarga en los macizos carbonáticos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar, obtenido mediante el método APLIS modificado (Marín, 2009). Los límites de los afloramientos carbonáticos que se muestran son los establecidos a partir de los ensayos de trazadores (capítulo 5).....

Figura 6.3. Mapas de recarga específica obtenidos a partir del método APLIS modificado (Marín, 2009) para los años tipo que se indican.....
Figura 6.4. Comparación de la recarga anual estimada en el sector de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17). P_m, precipitación media en el área de estudio; THORN, Thornthwaite; HARG, Hargreaves; BLN-CRD, Blaney-Criddle.....
Figura 6.5. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación. Leyenda: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real; INF, infiltración o entradas y S, salidas.....
Figura 6.6. Balance hidrogeológico de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo histórico (1991/92-2016/17). Leyenda: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real; INF, infiltración o entradas y S, salidas.....

Figura 7.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio....
Figura 7.2. (A) Entorno del manantial de Fuente Grande y caseta de captación de antiguo abastecimiento a la población de Jimera de Líbar (marzo de 2016). (B) Manantial de Fuente Grande en condiciones de aguas altas (noviembre de 2015) y detalle de la zona de surgencia en dichas circunstancias. (C) Surgencia de Arroyo del Agua en condiciones de aguas bajas (marzo de 2017) y (D) de aguas altas (febrero de 2017).....
Figura 7.3. (A) Entorno de barranco donde surge el *TP* El Molinillo [M-02] tras los periodos de abundantes lluvias. (B) Salto de agua que tiene lugar en las inmediaciones del *TP* El Molinillo debido a la escarpada orografía y (C) cueva en la que emerge dicha surgencia. (D) Panorámica de la cara N del macizo del Alto del Unicornio donde se localiza el manantial de *TP* El Almendral de Mariana [M-19]. (E) Arroyo del Águila por el que discurre agua de escorrentía junto con agua subterránea drenada por la surgencia de *TP* El Almendral de Mariana.....
Figura 7.4. Hidrograma histórico del manantial de Fuente Grande obtenido a partir de los datos facilitados por el IGME. Precipitaciones registradas en la estación de Alpandeire (véase situación en la figura 3.4).....
Figura 7.5. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio desde enero de 2014 a septiembre de 2015. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4).....
Figura 7.6. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el año hidrológico 2015/16. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4).....
Figura 7.7. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el año hidrológico 2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4).....

Figura 7.8. (A-C-E) Curvas de agotamiento (Ag) del manantial de Arroyo del Agua [M-10]. (B-D-F) Gráficos de la función y y del porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....
Figura 7.9. Curvas de agotamiento (Ag) del manantial de Fuente Grande [M-14]. (A-C-E) Gráficos de la función y y del porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado (B-D-F) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....
Figura 7.10. Representación de los puntos correspondiente a los manantiales Arroyo del Agua y Fuente Grande en el gráfico i-k, propuesto por Mangin (1970, 1975), para clasificar los acuíferos carbonáticos a partir del análisis de las curvas de recesión.....
Figura 7.11. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y caudal del manantial de Fuente Grande durante el periodo de registro continuo (de enero de 2014 a septiembre de 2017) para una ventana de observación de 416 días. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre la serie de precipitación y de caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación; r_{xy}, coeficiente de correlación cruzada; *E.M.*, efecto memoria.....
Figura 7.12. Gráfico de caudales clasificados del manantial de Fuente Grande, (A) con la frecuencia acumulada en escala aritmética y (B) escala probabilística....
Figura 7.13. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales principales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas. *ZS*, zona saturada; *ZNS*, zona no saturada.....
Figura 7.14. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial Arroyo del Agua [M-10].....
Figura 7.15. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial Fuente Grande [M-14].....
Figura 7.16. Representación de los valores de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y la que se determina como línea local de aguas subterráneas (LLoAS Las Viñas-Alto del Unicornio).....
Figura 7.17. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. También se representa los valores de $\delta^{18}O$ correspondientes a las muestras de agua de lluvia recogidas en el pluviocaptor El Almendral (véase apartado 3.3.5) y el hidrograma de cada uno de los manantiales.....
Figura 7.18. Evolución temporal de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Las Viñas-Alto del Unicornio. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en

la estación meteorológica Jarastepar y el hidrograma de cada uno de los manantiales.....

Figura 8.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar.....
Figura 8.2. Puntos de descarga del acuífero de la sierra de Jarastepar ubicados en la Zona Interna. (A) Situación del manantial de Huertos y detalle de la surgencia (septiembre de 2015). (B) Manantial de Charco (agosto de 2016). (C) y (D) Surgencia de La Zúa (agosto -C- y febrero -D- de 2015).....
Figura 8.3. (A) Área de descarga de los manantiales situados en la Zona Externa. (B) Manantial de Pozancón (condiciones hidrodinámicas intermedias, marzo de 2017). (C) Interior de la sima donde surge el manantial de Pozancón (condiciones hidrodinámicas bajas, junio de 2016). (D) Surgencia *trop-plein* Alfaguara tras un evento de recarga significativo (28 de noviembre de 2016), (E) y tras el cesar el drenaje (2 de diciembre de 2016) (condiciones hidrodinámicas bajas).....
Figura 8.4. Manantiales de tipo *trop-plein* que surgen en la ladera NW de la sierra de Jarastepar tras eventos de recarga significativos. (A) Surgencia *TP* La Arena [M-50] y (B) *TP* La Puentezuela I (M-44), diciembre de 2016.....
Figura 8.5. Hidrogramas históricos de los manantiales de La Zúa, Charco y Huertos obtenidos a partir de los datos facilitados por el IGME. Precipitaciones registradas en la estación de Alpandeire (véase situación en la figura 3.4).....
Figura 8.6. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el periodo de enero de 2014 a septiembre de 2015. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara).....
Figura 8.7. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el año hidrológico 2015/2016. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara).....
Figura 8.8. Hidrogramas de los principales manantiales que drenan el acuífero de la sierra de Jarastepar para el año hidrológico 2016/2017. Se representan las precipitaciones registradas en la estación de Jarastepar (véase situación en la figura 3.4). *Caudal medio referido únicamente a los momentos en los que Pozancón tenía descarga visible (*TP* Pozancón+*TP* Alfaguara).....
Figura 8.9. Curvas de decrecida (*Dc*) y agotamiento (*Ag*) del manantial de Huertos [M-59]. (A-C-E-G) Gráficos de la función y y porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado y (B-D-F-G) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....
Figura 8.10. Curvas de decrecida (*Dd*) agotamiento (*Ag*) del manantial de Charco [M-73]. (A-C) Gráficos de la función y y porcentaje del volumen dinámico

(Vd) drenado y (B-D) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....
Figura 8.11. Curvas de decrecida (*Dd*) y agotamiento (*Ag*) del manantial de La Zúa [M-75]. (A-C-E-G) Gráficos de la función *y* y porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado y (B-D-F-G) en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....
Figura 8.12. Representación de la modelización de la curva de recesión maestra (*MRC*) obtenida a partir de la metodología propuesta por Posavec *et al.* (2006).....
Figura 8.13. Clasificación propuesta de los acuíferos carbonáticos a partir del análisis de la curva de recesión que incluye a sistemas en el que el tiempo de residencia es mayor a un año (El-Hakim y Bakalowicz, 2006).....
Figura 8.14. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación, nivel piezométrico de la surgencia de Pozancón y caudal del manantial de La Zúa durante el periodo de registro continuo (de mayo de 2014 a septiembre de 2017 en Pozancón y de octubre de 2014 a septiembre de 2017 en La Zúa) para una ventana de observación de 416 y 365 días, respectivamente. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre la serie de nivel piezométrico, caudal y precipitación, para los mismos periodos y ventanas de observación. *r*, coeficiente de correlación; r_{xy}, coeficiente de correlación cruzada; *E.M.*, efecto memoria.....
Figura 8.15. Gráfico de niveles piezométricos clasificados para el conjunto de las surgencias de *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón, con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y escala probabilística (B).....
Figura 8.16. Gráfico de caudales clasificados del manantial de La Zúa, con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y en escala probabilística (B)....
Figura 8.17. (A) Dolina en la que se instalaron las cápsulas de cerámica para el muestreo de agua en el suelo junto a la estación meteorológica Jarastepar. (B) Detalle de la ubicación de las cápsulas de cerámica instalas en la parcela experimental (1317 m s.n.m.).....
Figura 8.18. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de los valores de NO_3^- (A) carbono orgánico total -COT- (B), $\delta^{18}O$ (C) y $\delta^{13}C_{TDIC}$ (D) del agua de lluvia, del agua muestreada en el suelo (a 30 y 60 cm de profundidad) y de la drenada por los manantiales de Pozancón y Huertos. Las cajas se ordenan de izquierda a derecha según el movimiento de agua en el acuífero (Tab. 8.4). * Valor tomado de bibliografía (Friedli *et al.*, 1986; Cerling *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997).....
Figura 8.19. Evolución temporal de la concentración de carbono orgánico total (COT), NO_3^-, fluorescencia natural (pico A y pico C) y $\delta^{13}C_{TDIC}$ en los diferentes puntos establecidos para el estudio de la transformación de dichos parámetros a través del acuífero, desde febrero de 2015 a marzo de 2017.....
Figura 8.20. Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua meteórica, agua del suelo (cápsulas situadas a 30 y 60 cm de profundidad) y agua drenada por los manantiales de Pozancón y Huertos en los muestreos

que se realizaron de manera simultánea en todos los puntos. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas.....
Figura 8.21. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y la concentración de COT en los diferentes puntos de muestreo. *Téngase en cuenta que los ejes y de C y D son 5 y 10 veces menores que en A y B, respectivamente; y los ejes x son 4 y 8 veces más pequeños.....
Figura 8.22. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura (T^a) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar. Las cajas se ordenan por cota de surgencia según los manantiales estén localizados en la Zona Externa o la Zona Interna.....
Figura 8.23. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas.....
Figura 8.24. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales localizados en la Zona Externa durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas.....
Figura 8.25. Representación de los factores 1 y 2 del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en los manantiales localizados en la Zona Interna durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas.....
Figura 8.26. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Pozancón [M-62], tanto en condiciones de aguas bajas como de aguas altas (*TP* Pozancón). Nótese el cambio de color en los puntos de cada serie al representar las muestras recogidas en los momentos en los que la surgencia tuvo un drenaje visible.....
Figura 8.27. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial TP Alfaguara [M-61].....
Figura 8.28. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Huertos [M-59].....
Figura 8.29. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Charco [M-73].....
Figura 8.30. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de La Zúa [M-75].....
Figura 8.31. Detalle de las crecidas que se registraron entre octubre y noviembre de 2015 en cada uno de los manantiales controlados durante el periodo de investigación.....
Figura 8.32. Representación de los valores de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y la que se determina como línea local de aguas subterráneas (LLoAS Jarastepar).....

Figura 8.33. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Jarastepar. También se representa los valores de $\delta^{18}O$ correspondientes a las muestras de agua de lluvia recogidas en el pluviocaptor El Almendral (véase apartado 3.2.5.2) y el hidrograma de cada uno de los manantiales. Nótese que los gráficos no presentan el mismo rango para el eje *y* (14 unidades ‰ en el caso de las muestras de lluvia, 3 unidades ‰ para las aguas pertenecientes a las surgencias de la Zona Externa -Pozancón, *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara- y 1 unidad ‰ en las de la Zona Interna -Huertos, Charco y La Zúa-).....
Figura 8.34. Evolución temporal de los valores de $\delta^{13}C$ de las aguas drenadas por los principales manantiales de la sierra de Jarastepar. También se representa la serie de datos de precipitación diaria registrados en la estación meteorológica Jarastepar y el estado hidrodinámico de cada uno de los manantiales.....
Figura 8.35. Modelo conceptual esquemático del funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Jarastepar.....

Figura 9.1. Distribución del rango de edades que se pueden datar con trazadores químicos e isotópicos utilizados en las aguas subterráneas. Modificado de Suckow (2014).....
Figura 9.2. Esquema conceptual en el que se muestra la necesidad de combinar en un mismo estudio diferentes técnicas de datación para evitar las incertidumbres que existen en las investigaciones en las que se aplica un único trazador.....
Figura 9.3. Evolución del contenido medio de ^{3}H procedente de la precipitación sobre la superficie continental del hemisferio N. Tomado de Mook (2001).....
Figura 9.4. Distribución espacial de la concentración media de ^{3}H en las aguas meteóricas de España para los años 2000 (A), 2007 (B) y 2016 (C). Modificado de Castaño y Rodríguez-Arévalo (2019).....
Figura 9.5. Situación hidrodinámica, conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua en los manantiales situados en la Zona Interna en las tres campañas de muestreo efectuadas para la determinación de trazadores que permiten datar las aguas subterráneas.....
Figura 9.6. Evolución de la concentración anual media de ^{3}H en el agua de lluvia, ponderada por la cantidad de precipitación registrada en las estaciones del GNIP en Ottawa, Viena y S de España, y valores de ^{3}H de las aguas meteóricas tomadas en la zona de recarga del área de estudio durante el periodo de investigación. Incluye la evolución del contenido en ^{3}H de la precipitación en el S de España, completada por correlación lineal con la de Ottawa y escalada a concentración de 2016.....
Figura 9.7. Concentración en ^{3}H de las aguas analizadas durante el periodo de investigación. Se incluye la función de entrada suavizada mediante la media móvil ponderada (MMP) de 5 años, calculada a partir de la evolución de ^{3}H en la precipitación obtenida para el S de España (Fig. 9.6).....

Figura 9.8. Relación del contenido en ^{3}H de las muestras recogidas en los manantiales localizados en la Zona Interna del área de estudio frente a su conductividad eléctrica –CE- (A) y (B) caudal en el momento del muestreo
Figura 9.9. Evolución de la descomposición de tritio (^{3}H), con una vida media de 12,32 años, y crecimiento del producto secundario de dicho proceso (^{3}He). La suma de ambos isótopos en cualquier momento será igual al valor de ^{3}H inicial
Figura 9.10. Relación entre el contenido en ^{4}He y Ne determinado en las muestras de las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna. Se indican las concentraciones de equilibrio atmosférico de dichos gases a 5, 10, 15 y 20 °C de temperatura.....
Figura 9.11. Representación de $^{3}He/^{4}He$ frente a Ne/He. Las relaciones de equilibrio de solubilidad (agua saturada en aire) son $1{,}36 \cdot 10^{-6}$ para $^{3}He/^{4}He$ y 4,32 para Ne/He. La línea de producción subterránea de ^{4}He radiogénico va desde la relación de equilibrio a una proporción de $^{3}He/^{4}He$ de $2 \cdot 10^{-8}$ para una cantidad infinita de He radiogénico. El He tritiogénico solo cambia la relación $^{3}He/^{4}He$.....
Figura 9.12. Edades estimadas según la relación $^{3}H/^{3}He$ frente a su contenido en ^{3}H. Se incluye la función de entrada del ^{3}H para el S de España escalada a 2016 y su media móvil ponderada para 5 años.....
Figura 9.13. Diagrama de cajas en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $^{4}He_{rad}$ obtenidos en los manantiales localizados en la Zona Interna.....
Figura 9.14. Evolución temporal de las concentraciones de CFC-11, CFC-12, CFC-113 y SF_6 en la atmósfera del hemisferio N. Se representan ejemplos de las edades de los trazadores determinadas a partir de la concentración de estos compuestos en hipotéticas muestras de agua infiltradas entre el año 1980 y 2000. Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017).....
Figura 9.15. (A) Funciones de entrada conjuntas de los CFC-11 y CFC-12 y CFC-12 y (B) SF_6 en ausencia de mezcla de aguas (flujo pistón; PFM). Se representan las líneas que corresponden a la mezcla binaria (BM) entre aguas modernas (2010) y aguas viejas (anteriores a 1940), libres de CFC. Modificado de Darling *et al.* (2012).....
Figura 9.16. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF_6. Representación de las funciones de entrada tomadas de USGS (2017). *Las concentraciones de SF_6 se representan según la fecha de muestreo ya que no ha sido posible establecer una edad de infiltración.....
Figura 9.17. Relación de las concentraciones atmosféricas determinadas de CFC-12 frente a las de CFC-11 de las muestras de agua analizadas. Se incluyen la función de entrada (flujo pistón) (USGS, 2017) y la línea de mezcla binaria que tendría lugar entre la recarga acontecida entre 2016 y la anterior a 1940...
Figura 9.18. Evolución de ^{14}C en la atmósfera durante los últimos 50000 años de acuerdo con los datos de Reimer *et al.*, (2013). Se representan diferentes escenarios de desintegración radioactiva en función de la mezcla con carbono procedente de disolución mineral (sin ^{14}C). El coeficiente q representa el efecto

de dicho proceso sobre la actividad de ^{14}C determinada en la muestra, desde 0 (q=1) hacia escenarios en los que la disolución de minerales sin ^{14}C adquiere mayor importancia (q<1). Tomado de Jasechko (2016).....

Figura 9.19. Función de entrada de CFC-12 frente a ^{3}H escalada a 2016 y suavizada mediante una media móvil ponderada a intervalos de 5 años (MMP-5) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas (F_a), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con ΔNe, los contenidos de CFC-12 y ^{3}H medios de sus fracciones modernas (F_m) y las líneas de mezcla.....

Figura 9.20. Relaciones entre resultados hidroquímicos (SO_4^{2-}, Ca^{2+} y Mg^{2+}), isotópicos ($\delta^{13}C$) y de trazadores radioactivos ambientales ($^{4}He_{rad}$, ^{14}C y CFC-12) de las aguas drenadas por los principales manantiales situados en la Zona Interna de la sierra de Jarastepar.....

Figura 10.1. Representación esquemática del procedimiento metodológico llevado a cabo en la presente investigación.....

Figure 11.1. Schematic representation of the methodological procedure carried out in the present research.....

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Características principales de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio..... 77
Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones situadas en el área de estudio, registrados durante el periodo 1950/51 - 2016/17..... 80
Tabla 3.3. Datos de precipitación media anual (mm) durante el periodo 1950/51 - 2016/17. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), medio (blanco) y seco (amarillo)..... 81
Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales (mm) en las estaciones pluviométricas consideradas para el periodo 1950/51 - 2016/17. P_m, precipitación media..... 85
Tabla 3.5. Precipitaciones anuales (mm) correspondientes al periodo de investigación 2014/15 - 2016/17. En negrita, datos completados mediante regresión lineal (véase apartado 3.2.1)..... 89
Tabla 3.6. Principales características de los puntos de muestreo hidroquímico e isotópico de agua de lluvia..... 97
Tabla 3.7. Composición química del agua de lluvia recogida en las diferentes estaciones de muestreo durante el periodo de investigación. Número de muestras (n); valores mínimos (mín); medias ponderadas por la cantidad de lluvia (m.p.); valores máximos (máx); coeficiente de variación (cv)..... 98
Tabla 3.8. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de lluvia recogidas..... 101
Tabla 3.9. Valores medios de los contenidos en Cl^- ponderados por la cantidad de precipitación para cada año hidrológico del periodo de estudio..... 103
Tabla 3.10. Parámetros estadísticos (número de muestras, n; media, med aritmética -arit- y ponderada -pond-; máximo, máx; mínimo, mín; coeficiente de variación, cv en %) de la composición isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso de deuterio, d) de las muestras de agua de lluvia recogidas en la zona de estudio para el periodo comprendido entre 2014 y 2017..... 107
Tabla 3.11. Características de las estaciones termométricas que existen en el área de estudio..... 109
Tabla 3.12. Valores medios anuales de temperatura del aire (°C) en las estaciones consideradas durante el periodo 1997/98-2016/17. Los datos en negrita corresponden a los completados mediante regresión lineal..... 111
Tabla 3.13. Valores medios mensuales de temperatura del aire en al área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17..... 113
Tabla. 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el periodo de investigación. En negrita, datos completados mediante regresión lineal (véase apartado 3.3.2)..... 115
Tabla 3.15. Valores medios mensuales de temperatura del aire en al área durante el periodo de investigación..... 116

Tabla 4.1. Manantiales inventariados en Las Viñas-Alto del Unicornio. En negrita los manantiales seleccionados para la red de control hidrogeológico..... 125
Tabla 4.2. Manantiales inventariados en la sierra de Jarastepar. En negrita los manantiales seleccionados para la red de control hidrogeológico. *Surgencias pertenecientes al sistema hidrogeológico de la Sierra de Las Nieves (Liñán, 2003)..... 126
Tabla 4.3. Sondeos inventariados en el área de estudio. En negrita el sondeo donde se hicieron medidas mensuales del nivel piezométrico. *Se dispone de información de la columna litológica..... 127
Tabla 4.4. Caudales drenados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias y sus valores medios de caudal..... 130
Tabla 4.5. Valores de temperatura del agua subterránea y parámetros estadísticos de las series de datos registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias..... 135
Tabla 4.6. Valores de conductividad eléctrica del agua subterránea y parámetros estadísticos de las series de datos registrados en los manantiales del área de estudio. En negrita las principales surgencias..... 141
Tabla 4.7. Resultados del test de Mann-Kendall y de la estimación de la pendiente de Sen. T, tendencia (ascendente: ↗; sin tendencia: ➔)..... 144
Tabla 4.8. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; σ, desviación estándar; cv, coeficiente de variación) del pH y de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios registrados en las aguas de los principales manantiales del área de estudio..... 149
Tabla 4.9. Matriz de correlación estadística del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas subterráneas muestreadas en los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de investigación..... 152
Tabla 4.10. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; med., valor medio σ, desviación estándar; cv, coeficiente de variación) de los índices de saturación en calcita, dolomita y yeso y de la presión parcial de CO_2 registradas en las aguas de los principales manantiales del área de estudio..... 156
Tabla 4.11. Valores estadísticos (n, número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación) de los isótopos de la molécula de H_2O ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) analizados en las aguas subterráneas muestreadas en el área de estudio..... 159
Tabla 4.12. Valores estadísticos. n, Número de medidas o muestras; mín., valor mínimo; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación de $\delta^{13}C$ analizados en las aguas subterráneas muestreadas en el área de estudio..... 165
Tabla 4.13. Resumen de los valores de actividad del ^{222}Rn y su incertidumbre obtenidos en las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio..... 170

Tabla 4.14. Resultados estadísticos (p-valor) de los tests de correlación para el conjunto de muestras y de manera independiente para las aguas drenadas por los manantiales localizados en la Zona Interna y la Zona Externa, realizados entre el ^{222}Rn y el resto de variables físico-químicas consideradas. *Color rojo: buena correlación. Color verde: sin correlación..... 171

Tabla 5.1. Características de los principales trazadores utilizados en hidrología. Modificado de Benischke *et al.* (2007)..... 176
Tabla 5.2. Características generales de los ensayos con trazadores artificiales llevados a cabo en el marco de la presente investigación. [1], Pp acumulada se refiere a la sumatoria de la lluvia registrada entre el día anterior y el posterior a la inyección (3 días en total). *Datos continuos de los fluorímetros de campo. [np], nivel piezométrico..... 183
Tabla 5.3. Características y parámetros hidráulicos deducidos a partir de los diferentes ensayos efectuados en el transcurso de la presente investigación. *Caudal medio obtenido a partir de la curva de gastos, considerando el drenaje conjunto de las surgencias *TP* Alfaguara y *TP* Pozancón [M-61 y M-62]..... 185
Tabla 5.4. Descripción de los parámetros calculados a partir de la evaluación semicuantitativa de las curvas de concentración de los diferentes ensayos con trazadores..... 210
Tabla 5.5. Resumen de los datos hidrodispersivos obtenidos a partir del análisis gráfico de las BTCs y de los cálculos de las curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD). *No existió descarga visible pero sí flujo subterráneo. El significado de los acrónimos se puede consultar en la tabla 5.4..... 212
Tabla 5.6. Resumen de los parámetros estimados a partir de la simulación de las BTCs con los modelos AD y 2RNE. v, velocidad media efectiva de trazador; D, dispersión longitudinal; d, dispersividad; β, coeficiente de partición; ω, coeficiente de transferencia de masa; Ej, eficiencia de Nash-Sutcliffe; R^2, coeficiente de determinación..... 215

Tabla 6.1. Salidas medias controladas en los sectores de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar, durante el periodo de investigación y según los datos históricos del IGME. [1]Caudal estimado para las surgencias *trop-plein* situadas en Las Viñas-Alto del Unicornio junto con las posibles transferencias hacia el cauce del río Guadiaro. [*] Corresponde al caudal medio conjunto registrado en *TP* Pozancón y *TP* Alfaguara durante los días en los que estos manantiales han estado activos (registro de *logger*)..... 229
Tabla 6.2. Precipitaciones anuales obtenidas a partir de la planimetría de las isoyetas en los acuíferos del área de estudio, para los años seco, medio y húmedo del periodo histórico (1950/51-2016/17) y para cada año hidrológico del periodo de investigación (2014/15-2016/17)..... 232
Tabla 6.3. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación Thornthwaite, para intervalos mensuales, a partir de las series diarias de

precipitación y temperatura del aire registradas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17..... 235
Tabla 6.4. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Thornthwaite, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17..... 236
Tabla 6.5. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Blaney-Criddle, para intervalos mensuales, a partir de las series diarias de precipitación y temperatura del aire recogidas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17..... 237
Tabla 6.6. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Blaney-Criddle, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17..... 238
Tabla 6.7. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Hargreaves, para intervalos mensuales, con las series diarias de precipitación y temperatura del aire recogidas en estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 1997/98-2016/17..... 239
Tabla 6.8. Evapotranspiración real y lluvia útil calculadas mediante la ecuación de Hargreaves, con datos diarios, para algunas estaciones meteorológicas del área de estudio durante el periodo 2014/15-2016/17..... 240
Tabla 6.9. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el año hidrológico seco, medio y húmedo del periodo histórico (1950/51-2016/17), obtenidos a partir de las ecuaciones de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves..... 241
Tabla 6.10. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el periodo de investigación (2014/15-2016/17), obtenidos a partir de las ecuaciones de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves..... 243
Tabla 6.11. Puntuaciones de las variables utilizadas en el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2008). Modificado de Marín (2009)..... 245
Tabla 6.12. Categorías o clases del porcentaje de precipitación que recarga el acuífero según el método APLIS..... 246
Tabla 6.13. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para los años seco, húmedo y medio del periodo histórico obtenido por el método APLIS modificado..... 251
Tabla 6.14. Tasa de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudios para el periodo de investigación (2014/15-2016/17) obtenidos por el método APLIS modificado..... 251
Tabla 6.15. Tasas de recarga y recursos medios anuales del área de estudio para los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 del periodo de investigación, obtenidos a partir del balance de cloruros. P, precipitación; C_P, contenido medio aritmético en Cl^- del agua de lluvia (mg/l); C_{Ppnd}, contenido medio ponderado en Cl^- del agua de lluvia (mg/l); C_{AS}, contenido medio en Cl^- del agua subterránea (mg/l); % P, tasa de infiltración según valores medios aritméticos de Cl^-; % P_{pnd}, tasa de infiltración según valores medios ponderados de Cl^-; $Recarga_{pnd}$, volumen de recarga media según valores

ponderados de Cl^-. *Con el uso exclusivo de los valores de Cl^- del agua del manantial de (*TP*) Pozancón y *TP* Alfaguara..... 254
Tabla 6.16. Comparación de los caudales medios anuales de recarga y de descarga en los acuíferos de Las Viñas-Alto del Unicornio y sierra de Jarastepar durante el periodo de investigación (2014/15-2016/17)..... 255

Tabla 7.1. Resumen del caudal drenado por los principales manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio durante el periodo de estudio..... 265
Tabla 7.2. Resultados obtenidos a partir del análisis mediante el método de Mangin (1970, 1975) de las curvas de recesión de los manantiales de Arroyo del Agua y Fuente Grande durante el periodo de estudio (2014-2017). Parámetros deducidos: D_a, duración del agotamiento; η, coeficiente de velocidad de infiltración; ε, coeficiente de heterogeneidad; i y k, parámetros de Mangin (1970, 1975), Q_i, caudal al inicio del agotamiento; α, coeficiente de agotamiento; V_d, volumen dinámico; V_t, volumen de tránsito..... 270
Tabla 7.3. Porcentaje del volumen de agua que drena el manantial de Fuente Grande en las diferentes situaciones hidrodinámicas diferenciadas a partir del análisis de caudales clasificados..... 276
Tabla 7.4. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de Las Viñas-Alto del Unicornio..... 278

Tabla 8.1. Resumen del caudal drenado por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar durante el periodo de estudio. [1]Datos correspondientes a aforos realizados fuera de dicho periodo, necesarios para la curva de gastos..... 298
Tabla 8.2. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de los manantiales ubicados en la Zona Interna (Huertos, Charco y La Zúa) por el método de Mangin (1970, 1975) y de los niveles registrados en la surgencia de Pozancón durante el periodo de estudio (2014-2017) mediante la programación en Visual Basic* (Posavec *et al.*, 2006). Parámetros deducidos: D_d, duración de la decrecida; η, coeficiente de velocidad de infiltración; ε, coeficiente de heterogeneidad; i y k, parámetros de Mangin (1970, 1975), Q_i, caudal al inicio del agotamiento; D_{Ag}, duración del agotamiento; α, coeficiente de agotamiento; V_d, volumen dinámico; V_t, volumen de tránsito..... 305
Tabla 8.3. Porcentaje del volumen de agua que se drena en las diferentes situaciones hidrodinámicas diferenciadas en el manantial de La Zúa a partir del análisis de caudales clasificados..... 317
Tabla 8.4. Parámetros estadísticos de trazadores naturales (NO_3^-, carbono orgánico total -COT-, fluorescencia natural -picos A, B, C, T_1 y T_2-) e isótopos del agua ($\delta^{18}O$ $\delta^{2}H$) y del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$) analizados en las aguas del suelo recogidas a 30 y 60 cm de profundidad, en las aguas drenadas por los manantiales de Pozancón y Huertos, y en el agua de lluvia. Leyenda: n, número de muestras; *mín.*, valor mínimo; *máx.*, valor máximo; σ, desviación

estándar; *cv*, coeficiente de variación; *nd*, no detectado. *Valor tomado de bibliografía (Friedli *et al.*, 1986; Cerling *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997)..... 321
Tabla 8.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Jarastepar..... 331
Tabla 8.6. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas recogidas en los manantiales situados en la Zona Externa..... 333
Tabla 8.7. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por manantiales localizados en la Zona Interna..... 334

Tabla 9.1. Resultados de la determinación de ^{3}H en las muestras de agua subterránea drenadas por las principales surgencias del acuífero de la sierra de Jarastepar y del agua de lluvia recogida en el pluviocaptor de Jarastepar. $Tritio_m$, valor medio del contenido en tritio; $Error_m$, valor medio del error analítico..... 368
Tabla 9.2. Resultados de las dataciones con ^{3}H y ^{3}He. Se incluyen los datos de los gases nobles utilizados para la estimación de las edades de $^{3}H/^{3}He$. ^{3}H, tritio; ΔNe, exceso de neón; $^{3}He_{trit}$, helio tritiogénico; $^{4}He_{rad}$, helio radiogénico; *STP, standar conditions for temperature and presion*..... 378
Tabla 9.3. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF_6. *Sd*, no existen datos; -, valor de fecha incongruente; *pptv*, partes por trillón (volumen)..... 386
Tabla 9.4. Resultados de la determinación de ^{14}C y $\delta^{13}C$, junto con la edad de ^{14}C y el coeficiente de dilución (q) utilizado para el cálculo. $\delta^{13}C_{rec}{}^{1}$, valor de $\delta^{13}C$ de recarga según Jasechko (2016); $\delta^{13}C_{rec}{}^{2}$, valor medio de $\delta^{13}C$ detectado en las aguas de reciente infiltración de *TP* Pozancón..... 393
Tabla 9.5. Concentración de ^{3}H (UT) y CFC-12 (pptv) determinados en las muestras analizadas y resultados de la datación conjunta de ambos trazadores. MMP-5, media móvil ponderada con periodo de 5 años; CE_m, valores medios de conductividad eléctrica durante los muestreos para dataciones; F_m, fracción moderna; F_a, fracción antigua; *Inf.*, fecha de infiltración media de la F_m..... 396

MAPA GEOLÓGICO DE LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO Y SIERRA DE JARASTEPAR

Modificado de IGME (1973, 1980 y 1981)

0 0,5 1 2 km

N

295000 298000 301000 304000 307000 310000

4065000 4062000 4059000 4056000

Tipo de contacto

- Concordante
- Discordante
- Falla normal
- Falla inversa
- Cabalgamiento
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal

RONDA

Sierra de Líbar

Las Viñas

Alto del Unicornio

Sierra de Jarastepar

Los Riscos

Cancho de Almola

Sierra del Oreganal

Río Guadiaro

Arroyo de las Culebras

Arroyo de Linarejos

Arroyo Audaz

Puerto de las Encinas Borrachas

Jarastepar (1427)

Estación de Jimera

Jimera de Líbar

Atajate

Alpandeire

Júzcar

Faraján

Parauta

Cartajima

Igualeja

1 1' 2 2' 3 3' 4 4' 5 5' 6 6' 7 7' 8 8'

1000 500

ZONA INTERNA

Litología (Formación)	Edad	Unidad/ Complejo
Margas y margocalizas	Cretácico	Unidad de Enamorados
Calizas blancas	Triásico	
Brecha calcarea (*Fm. Brecha de la Nava*)	Mioceno	Unidad de Nieves
Calizas con sílex	Triásico	
Calizas negras		
Dolomías (*D. Principal*)		
Micaesquistos y cuarcitas	Paleoz. Trías Inf.	C. Alpujárride
Grauvacas y calizas alabeadas	Paleoz.	C. Maláguide

ZONA EXTERNA. *Subbético Interno occidental o Penibético*

Litología (Formación)	Edad	Grupo
Margas y margocalizas (*Fm. Capas Blancas y Fm. Capas Rojas*)	Cretác.	Espartina
Calizas (*Fm. Torcal*)	Jurás.-Cretác. Inf.	Líbar
Calizas (*Fm. Endrinal*)		
Dolomías (*Dolomías Jarastepar*)		
Arcillas y evaporitas (*Fm. Capas de Lifa*)	Triásic.	Hidalga
Calizas (*Fm. Meleguetín*)		

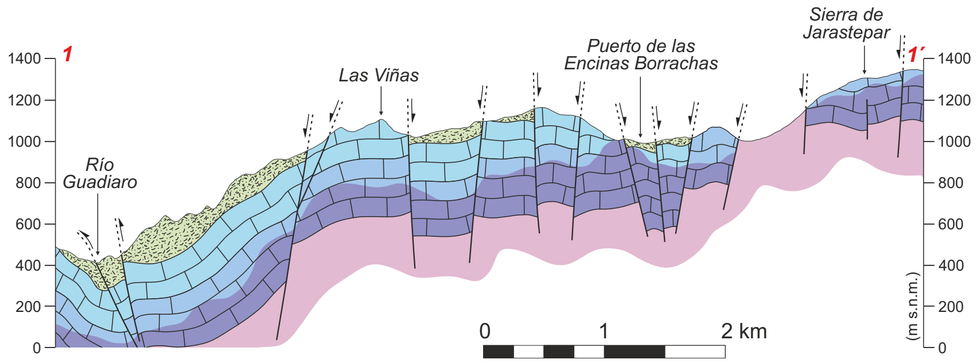
- Carretera
- Núcleo urbano
- Manantial
- Curvas de nivel (equid. 100 m)
- Curvas de nivel (equid. 500 m)

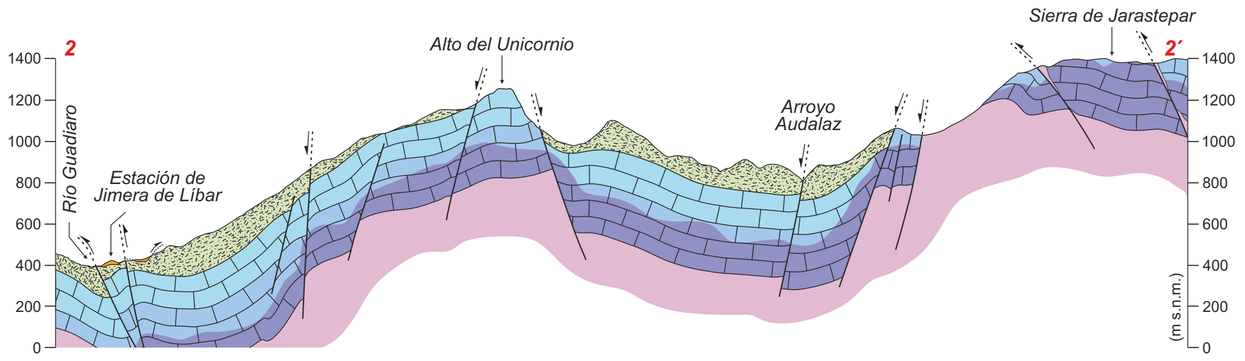
COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR

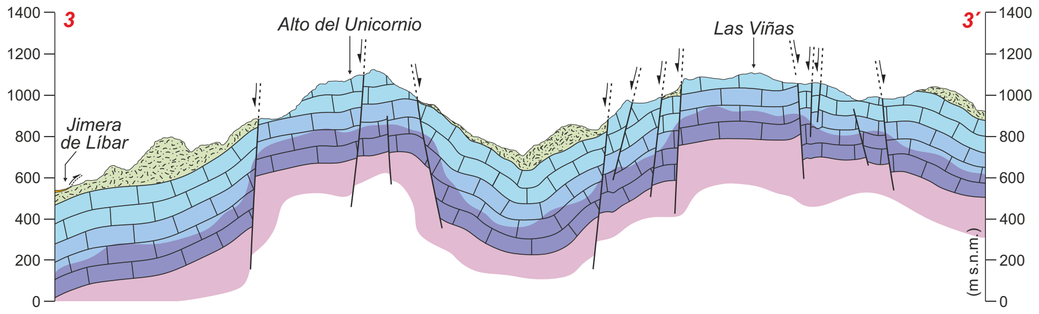
Litología (Formación)	Edad
Arcillas y areniscas (*Flysch*)	Cretácico-Terciario

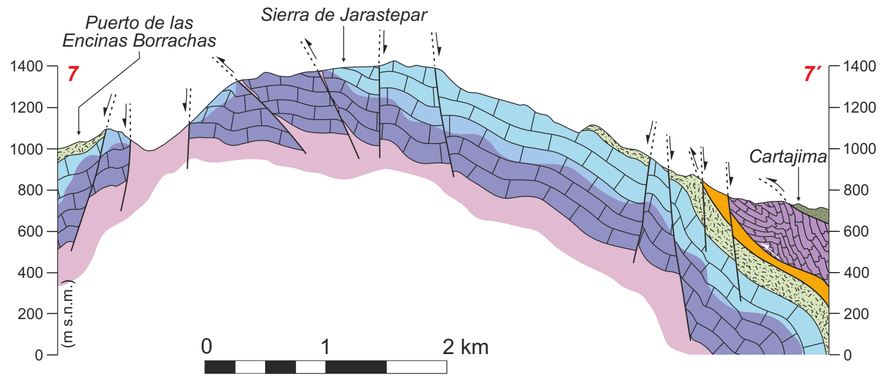
MATERIALES POSTOROGÉNICOS

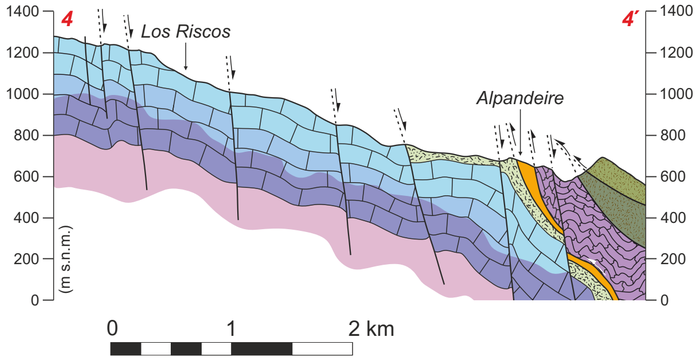
Litología (Formación)	Edad
Arenas, gravas y otros materiales (*Aluviales y coluviales*)	Cuaternario
Calcarenitas	Mioceno

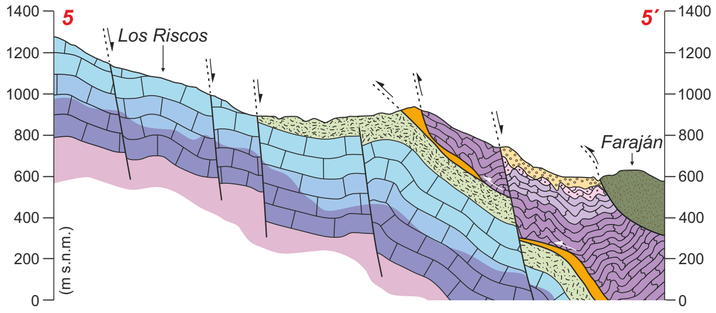


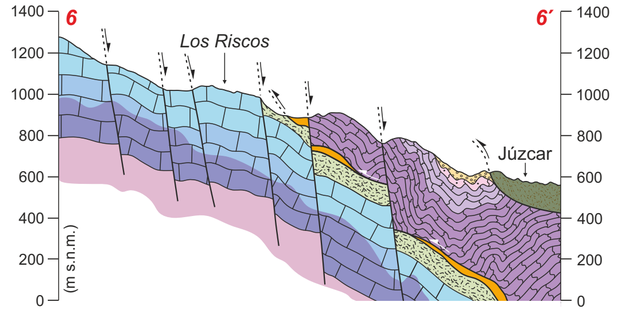


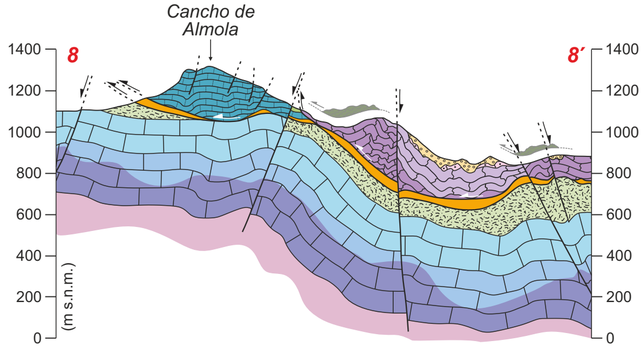












CORTES GEOLÓGICOS DE LAS VIÑAS - ALTO DEL UNICORNIO Y SIERRA DE JARASTEPAR

(De la Torre, 2020)

MATERIALES POSTOROGÉNICOS		
Litología (Formación)		*Edad*
Arenas, gravas y otros materiales (*Aluviales y coluviales*)		Cuaternario
COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR		
Arcillas y areniscas (*Flysch*)		Cretácico-Terciario

ZONA EXTERNA. *Subbético Interno occidental o Penibético*		
Litología (Formación)	*Edad*	*Grupo*
Margas y margocalizas (*Fm. Capas Blancas y Fm. Capas Rojas*)	Cretác.	Espartina
Calizas (*Fm. Torcal*)	Jurás.-Cretác. Inf.	Líbar
Calizas (*Fm. Endrinal*)		
Dolomías (*Dol. Jarastepar*)		
Arcillas y evaporitas (*Fm. Capas de Lifa*)	Triásic.	Hidalga

ZONA INTERNA		
Litología (Formación)	*Edad*	*Unidad/ Complejo*
Margas y margocalizas	Cretácico	*Unidad de Enamorados*
Calizas blancas	Triásico	
Brecha calcarea (*Fm. Brecha de la Nava*)	Mioceno	*Unidad de Nieves*
Calizas con sílex	Triásico	
Calizas negras		
Dolomias (*Dol. Principal*)		
Micaesquistos y cuarcitas	Paleoz. Trías Inf.	*C. Alpujárride*
Grauvacas y calizas alabeadas	Paleoz.	*C. Maláguide*

MAPA HIDROGEOLÓGICO DE LAS VIÑAS-ALTO DEL UNICORNIO Y SIERRA DE JARASTEPAR

Cartografía modificada de IGME (1973, 1980 y 1981)

0 0,5 1 2 km

N

295000 298000 301000 304000 307000 310000

4065000 4062000 4059000 4056000

Benaoján · RONDA · Estación de Jimera · Jimera de Líbar · Atajate · Alpandeire · Faraján · Júzcar · Cartajima · Parauta · Puerto de las Encinas Borrachas · Jarastepar (1427)

Sierra de Líbar · Río Guadiaro · Las Viñas · Alto del Unicornio · Sierra de Jarastepar · Cancho de Almola · Sierra del Oreganal · Los Riscos · Arroyo de las Culebras · Arroyo de Linarejos · Arroyo Audalazo · Arroyo

1000 · 500

M-01 [650] · M-02 [690] · M-03 [710] · M-04 [796] · M-05 [811] · M-06 [873] · M-07 [900] · M-08 [912] · M-09 [985] · M-10 [427] · M-11 [504] · M-12 [505] · M-13 [530] · M-14 [410] · M-15 [428] · M-16 [530] · M-17 [530] · M-18 [540] · M-19 [573] · M-20 [574] · M-21 [580] · M-22 [592] · M-23 [640] · M-24 [662] · M-25 [608] · M-26 [654] · M-27 [691] · M-28 [732] · M-29 [742] · M-30 [747] · M-31 [747] · M-32 [783] · M-33 [861] · M-34 [511] · M-35 [685] · M-36 [690] · M-37 [715] · M-38 [770] · M-39 [787] · M-40 [873] · M-41 [897] · M-42 [900] · M-43 [841] · M-44 [861] · M-45 [865] · M-46 [870] · M-47 [872] · M-48 [881] · M-49 [894] · M-50 [910] · M-51 [919] · M-52 [950] · M-53 [985] · M-54 [985] · M-55 [990] · M-56 [991] · M-57 [995] · M-58 [1158] · M-59 [560] · M-60 [651] · M-61 [658] · M-62 [664] · M-63 [655] · M-64 [675] · M-65 [682] · M-66 [685] · M-67 [688] · M-68 [708] · M-69 [737] · M-70 [742] · M-71 [775] · M-72 [1123] · M-73 [589] · M-74 [745] · M-75 [603] · M-76 [833] · M-77 [841] · M-78 [871] · M-79 [1007] · M-80 [870] · M-81 [1003] · M-82 [1041] · M-83 [1069] · M-84 [1120] · M-85 [1270] · M-86 [642] · M-87 [680] · M-88 [913] · M-89 [920] · M-90 [948] · M-91 [1044]

S-01 [411] · S-02 [778] · S-03 · S-04 · S-05 · S-06 [644] · S-07 · S-08 · S-09 [712] · S-10 · S-11 [685] · S-12 · S-13 [731] · S-14 [808] · S-15 [736] · S-16 · S-17 · S-18

ZONA EXTERNA. *Subbético Interno occidental o Penibético*

Litología (Formación)	*Edad*	*Grupo*
Margas y margocalizas (*Fm. Capas Blancas y Fm. Capas Rojas*)	Cretac.	Espartina
Calizas (*Fm. Endrinal*) / Dolomías (*Dol. Jarastepar*)	Juras.-Cretác. Inf.	Líbar
Arcillas y evaporitas (*Fm. Capas de Lifa*) / Calizas (*Fm. Meleguetín*)	Triásic.	Hidalga

COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR

Arcillas y areniscas (*Flysch*)	Cretácico-Terciario	

ZONA INTERNA

Litología (Formación)	*Edad*	*Unidad/ Complejo*
Margas y margocalizas	Cretácico	*Unidad de Enamorados*
Calizas blancas	Triásico	
Brecha calcarea (*Fm. Brecha de la Nava*)	Mioceno	*Unidad de Nieves*
Calizas y dolomías	Triásico	
Micaesquistos y cuarcitas	Paleoz. Trías Inf.	*C. Alpujárride*
Grauvacas y calizas alabeadas	Paleoz.	*C. Maláguide*

MATERIALES POSTOROGÉNICOS

Litología (Formación)	*Edad*
Arenas, gravas y otros materiales (*Aluviales y coluviales*)	Cuaternario
Calcarenitas	Mioceno

Puntos de agua

- Manantial principal
- Manantial secundario
- Manantial *trop-plein* principal
- Manantial *trop-plein* secundario
- Sondeo

[560]-[783] / [635] Cota de surgencia/ piezométrica (m s.n.m.)

- Divisoria hidrogeológica
- Carretera
- Vértice geodésico
- Núcleo urbano
- Curvas de nivel (equid. 100 m)
- Curvas de nivel (equid. 500 m)

Tipo de contacto

- Concordante
- Discordante
- Falla normal
- Falla inversa
- Cabalgamiento
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal