

Carlota Oliván Pociello

Delimitación, evaluación de la
recarga y funcionamiento
hidrodinámico del acuífero
drenado por el manantial kárstico
de Fuenmayor (Prepirineo
aragonés)

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es

Villarroel Salcedo, José Luis
Cuchí Oterino, José Antonio
Lambán Jiménez, Luis Javier

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

DELIMITACIÓN, EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y
FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO DEL
ACUÍFERO DRENADO POR EL MANANTIAL
KÁRSTICO DE FUENMAYOR (PREPIRINEO
ARAGONÉS)

Autor

Carlota Oliván Pociello

Director/es

Villarroel Salcedo, José Luis
Cuchí Oterino, José Antonio
Lambán Jiménez, Luis Javier

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2013

**DELIMITACIÓN, EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y
FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO DEL ACUÍFERO
DRENADO POR EL MANANTIAL KÁRSTICO DE
FUENMAYOR (PREPIRINEO ARAGONÉS)**

Carlota Oliván Pociello
TESIS DOCTORAL



**Instituto Geológico y Minero de España
Unidad de Zaragoza**

**Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de ciencias. Universidad de Zaragoza**



Memoria presentada por Carlota Oliván Pociello bajo la dirección de Luis Javier Lambán Jiménez (Científico Titular del Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza), José Antonio Cuchí Oterino (Profesor Titular en el Departamento de Ciencias Agrarias y del Medio Natural de la Universidad de Zaragoza.) y José Luis Villarroel Salcedo (Profesor Titular en el Departamento de Informática e Ingeniería de Sistemas de la Universidad de Zaragoza), para optar al grado de Doctora en Ciencias Geológicas por la Universidad de Zaragoza.

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada gracias al soporte de una Beca de Formación concedida por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), desde el 16 de Junio de 2008 hasta el 16 de Junio de 2012.

Tesis: *Delimitación, evaluación de la recarga y funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial kárstico de Fuenmayor (prepirineo aragonés)*

Autora: *Carlota Oliván*

Directores: *Javier Lambán, José Antonio Cuchí y José Luis Villarroel*

Informe del Director

El manantial de Fuenmayor ha servido de abastecimiento a la ciudad de Huesca desde 1887. Se han realizado diversos estudios sobre el manantial desde 1955 pero únicamente se han abordado aspectos parciales del manantial y del acuífero que drena. La información hidrodinámica e hidroquímica recopilada de estudios previos y el trabajo realizado durante esta tesis doctoral han servido para obtener un modelo de funcionamiento hidrogeológico del acuífero kárstico que drena el manantial de Fuenmayor. Se han definido los posibles límites hidrogeológicos (área de recarga), se ha evaluado la recarga y se ha estudiado el funcionamiento hidrodinámico e hidroquímico del mismo. Se trata del primer acuífero kárstico de la Sierra de Guara en el que se ha realizado un estudio hidrogeológico completo.

En la Tesis: se han realizado aportaciones al conocimiento del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor, se ha realizado una revisión exhaustiva de todos los trabajos previos sobre el acuífero y manantial, se ha realizado un intenso trabajo de campo y se han aplicado diversas técnicas de estudio (tanto tradicionales como novedosas). Además, la autora, ha adquirido la madurez investigadora necesaria para acceder al título de Doctor.

Motivos por los cuales doy mi conformidad al depósito de esta Tesis para que se inicie el trámite hacia su defensa.



Dr. José Luis Villarroel Salcedo

Inst. de Investigación en Ingeniería de Aragón

Depto. Informática e Ing. de Sistemas

Prof. Titular Univ. Zaragoza

Zaragoza, 23 de junio de 2013



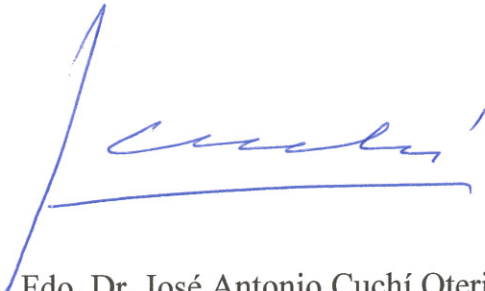
D. José Antonio Cuchí Oterino, profesor titular del área de Ingeniería Agroforestal de la Universidad de Zaragoza,

Informa

Que el trabajo contenido en la memoria de Tesis Doctoral, titulada

“Delimitación, evaluación de la recarga y funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial kárstico de Fuenmayor (Prepirineo aragonés)”, de **D^a. Carlota Oliván**, ha sido realizado bajo mi dirección junto a los Doctores D. Javier Lambán y D. José Luís Villarroel y se corresponde y adecua al Proyecto de Tesis aprobado en su momento.

Y para que así conste, firmo este documento en Huesca a 22 de mayo de 2013.



Fdo. Dr. José Antonio Cuchí Oterino



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

Zaragoza a 24 de Mayo de 2013-05-23

Luis Javier Lambán Jiménez, Científico Titular del Instituto Geológico y Minero de España en la Unidad de Zaragoza y en su calidad de director de la Tesis Doctoral de Carlota Oliván Pociello, certifica que la Memoria de dicha Tesis titulada: **“Delimitación, evaluación de la recarga y funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial kárstico de Fuenmayor (Prepirinéo aragonés)”** se ajusta a los objetivos propuestos en el Proyecto de Tesis Doctoral aprobado por el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (febrero de 2013).

Atentamente

Fdo. Luis Javier Lambán Jiménez

Instituto Geológico y Minero de España-Unidad de Zaragoza
C/ Manuel Lasala 44, 9º, 50006-Zaragoza
+34 976 55 51 53, javier.lamban@igme.es

RESUMEN

En Aragón, los afloramientos de macizos calizos son abundantes y debido a procesos importantes de disolución se han desarrollado extensas áreas kársticas. Uno de los ejemplos más claros es la Sierra de Guara, alineación montañosa más importante del Prepirineo aragonés con una cota máxima de 2077 m de altitud. Esta sierra y su entorno fue declarada en 1990, por la ley 14/1990 del Gobierno de Aragón, como “Parque Natural de la sierra y los cañones de Guara”. Algunas de las principales características de estas sierras son su complejidad geológico-estructural, la gran extensión de afloramientos carbonatados y su importante desarrollo kárstico. Es decir, el karst del Prepirineo está directamente relacionado con lapiaces, campos de dolinas, poljes, simas, cavidades endokársticas y amplias extensiones de roca desnuda atacada por la acción del agua meteórica y las raíces de las plantas (Cuchí, 2006). Además, el karst es el responsable de numerosos manantiales que drenan el agua de los principales acuíferos carbonatados de estas sierras.

Los estudios específicos sobre el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos en las Sierras Exteriores (Prepirineo aragonés) son muy escasos. El manantial de Fuenmayor es uno de los puntos de agua más interesantes e importantes de toda la Sierra de Guara, situado en las inmediaciones de San Julián de Banzo (Huesca). Este manantial constituye el principal punto de descarga de un acuífero kárstico poco conocido hasta el momento, que además, es utilizado como fuente complementaria de abastecimiento a la ciudad de Huesca. El manantial de Fuenmayor presenta un caudal mínimo de 9 l/s, máximo de 1370 l/s y un promedio de 107 l/s (2002-2011). Desde hace unos años se ha ido recopilando información y tratando datos del mismo con el objetivo principal de llegar a conocer el funcionamiento hidrogeológico e hidrodinámico de los acuíferos kársticos en estas sierras.

Para establecer un modelo conceptual sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor, se ha establecido un modelo geológico estructural mediante la actualización de la cartografía geológica, realización de nuevos cortes geológicos y análisis de la fracturación a distintas escalas. Además, se ha realizado un estudio geomorfológico definiendo las principales morfologías de origen kártico existentes en la zona. Se ha revisado y actualizado el inventario de puntos de agua así como caracterizado hidrogeoquímica e isotópicamente tanto el agua de precipitación como el agua subterránea. Además, se definen los límites de cuenca y subcuenca hidrográfica y calcula la superficie mínima de recarga por medio de un balance volumétrico. De esta forma ha sido posible establecer los límites hidrogeológicos y afirmar que el acuífero se encuentra formado por las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y posiblemente por las calizas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior). La superficie de recarga obtenida, según los límites definidos, es de unos 10 km² (9,70 km²).

El acuífero se recarga principalmente por la infiltración del agua de lluvia. La precipitación promedio es de 633 mm/año y la temperatura promedio de 11 °C para el periodo 2002-2011. El agua que recarga al acuífero es principalmente bicarbonatada cálcica y su composición isotópica es, en general, relativamente homogénea y próxima a la línea meteórica mundial. Además, la variabilidad química e isotópica del agua de precipitación no depende de la cota a la que se realizaron los muestreos sino principalmente de la época del año.

Con la información recopilada durante el periodo 2009-2011 (precipitación, temperatura, vegetación, tipos de suelo, parámetros del suelo, análisis químicos del agua de precipitación y subterránea), se han aplicado dos métodos para evaluar la recarga: uno hidrológico (balance de agua en el suelo) y otro químico (balance de cloruros). Según el balance de agua en el suelo realizado se obtiene una evapotranspiración de unos 412 mm/año (60-70% de la precipitación media anual) y, suponiendo una escorrentía superficial despreciable, una recarga de unos 222 mm/año (30-40% de la precipitación media anual). El balance de cloruros realizado, a pesar de la incertidumbre existente respecto a la concentración en cloruros del agua de precipitación, resulta también coherente con estos valores. Los resultados obtenidos concuerdan con una superficie de recarga formada mayoritariamente por suelo (poco espesor), vegetación (en su mayoría matorrales subarborescentes) y epikarst.

Finalmente, para conocer el funcionamiento hidrodinámico de este acuífero se ha realizado un análisis del hidrograma para los periodos 2002-2005 y 2009-2011. También se han analizado las curvas de recesión mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975). Además, se ha estudiado la evolución temporal de la temperatura y la conductividad eléctrica del agua como respuesta a las precipitaciones, y las variaciones de la composición química e isotópica del agua, tanto a nivel horario como quincenal. El acuífero que drena el manantial de Fuenmayor es de tipo kárstico con un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones registradas (1370 l/s caudal máximo entre 2002 y 2011). Sin embargo, también drena un caudal base en los periodos de estiaje (9 l/s caudal mínimo entre 2002 y 2011) que no ha llegado a agotarse nunca. Según la clasificación de Mangin (1975) el acuífero es característico de un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. Sin embargo, las dimensiones de este acuífero no son muy grandes por lo que parece posible relacionar estas grandes dimensiones con un espesor importante de la zona no saturada (100-400 m) y/o con una resistencia hidráulica, sin cuantificar, que podría controlar en parte la decrecida, haciéndola más lenta. A partir de la mineralización del agua drenada por el manantial de Fuenmayor (iones HCO_3^- y Ca^{2+} , y en menor proporción Mg^{2+}) y las ligeras tendencias observadas en la evolución química e isotópica, parece posible explicar el funcionamiento hidroquímico de este acuífero según el modelo definido por Barberá et al. (2011). Durante los periodos de aguas altas los conductos kársticos (flujo rápido) saturados aumentan (la línea epifreática se eleva) y existe una transmisión de agua hacia las fracturas y fisuras (almacenamiento). Durante el periodo de aguas bajas las fracturas y fisuras drenan el agua almacenada hacia los conductos kársticos hasta la descarga por el manantial (flujo lento).

ÍNDICE

1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 EL KARST	3
1.2 MODELO CONCEPTUAL DE UN ACUÍFERO KÁRSTICO	7
1.3 PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN: INTERÉS ESTRATÉGICO DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR	10
1.4 SITUACIÓN Y CARÁCTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
1.5 OBJETIVOS	14
1.6 ESTRUCTURA DE LA MEMORIA	16
2 GEOLOGÍA	17
2.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	19
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: SIERRAS EXTERIORES	21
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE DETALLE	25
2.4 ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN	34
2.4.1 FALLAS MEGASCÓPICAS (MACROESCALA)	34
2.4.2 FALLAS MESOSCÓPICAS (MESOESCALA)	36
2.5 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	40
2.5.1 EL RELIEVE	40
2.5.2 MODELADO KÁRSTICO	42
2.6 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	49
3 HIDROGEOLOGÍA	51
3.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	53
3.2 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL	54
3.3 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA	56
3.4 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA	62
3.4.1 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LA PRECIPITACIÓN	62
3.4.2 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA	75
3.4.2.1 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA REGIONAL	80
3.4.2.2 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR	86
3.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	93

4 LÍMITES HIDROGEOLÓGICOS: HIPÓTESIS SOBRE EL ÁREA DE RECARGA	95
4.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	97
4.2 HIPÓTESIS	98
4.3 BALANCES VOLUMÉTRICOS	102
4.4 EL PAPEL HIDROGEOLÓGICO DE LOS CONGLOMERADOS	104
4.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	105
5 CARACTERIZACIÓN DE LA RECARGA	109
5.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	111
5.2 METEOROLOGÍA	113
5.2.1 ESTACIONES METEOROLÓGICAS	113
5.2.2 PRECIPITACIÓN	115
5.2.3 TEMPERATURA	119
5.3 VEGETACIÓN Y SUELOS	123
5.4 MÉTODOS DE EVALUACIÓN DE LA RECARGA	128
5.4.1 MÉTODO HIDROLÓGICO: BALANCE DE AGUA EN EL SUELO	128
5.4.2 MÉTODO QUÍMICO: BALANCE DE CLORUROS	130
5.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	132
6 FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO E HIDROQUÍMICO DEL ACUÍFERO DE FUENMAYOR	135
6.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	137
6.2 HIDRODINÁMICA	139
6.2.1 ANÁLISIS DEL HIDROGRAMA DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR	140
6.2.2 ANÁLISIS DE LA CURVA DE RECESIÓN	143
6.3 DINÁMICA DE LOS PARÁMETROS FÍSICOS	150
6.3.1 HIDROTERMIA	150
6.3.2 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA	153
6.4 DINÁMICA HIDROQUÍMICA	156
6.4.1 DINÁMICA QUÍMICA E ISOTÓPICA A LARGO PLAZO	157
6.4.2 DINÁMICA QUÍMICA E ISOTÓPICA A CORTO PLAZO	161
6.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	164

7 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL DEL ACUÍFERO QUE DRENA EL MANANTIAL DE FUENMAYOR	167
7.1 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL	168
8 CONCLUSIONES	174
9 BIBLIOGRAFÍA	180
ANEJO	198

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 EL KARST

Se conocen como terrenos kársticos (karst, en general) aquellas regiones constituidas por rocas compactas y solubles, carbonatadas fundamentalmente, en las que como consecuencia de los procesos de disolución (karstificación) aparecen formas superficiales y subterráneas características que las diferencian de otro tipo de regiones. El origen y evolución espacio-temporal de estas formas depende de factores geológicos, tectónicos, hidráulicos, fisico-químicos y biológicos. El resultado de la actuación de estos factores, cambiantes en el tiempo, es una amplia variedad de tipos de terrenos kársticos (Antigüedad et al., 2007).

La mayoría de los afloramientos carbonatados han sido karstificados durante el tiempo geológico. En forma colectiva, se considera que la mayoría de las rocas carbonatadas se comportan como potenciales acuíferos kársticos (Bakalowicz, 2005). Además, este tipo de acuíferos ocupan una parte importante de la superficie terrestre. Según Ford y Williams (1989), las rocas carbonatadas ocupan alrededor del 12% de las tierras del planeta libres de hielo. En Europa un tercio del territorio está formado por acuíferos de este tipo y en algunos países más del 50% del agua de abastecimiento procede de estos acuíferos (Figura 1.1). En el caso de España, el 29% del territorio está formado por rocas carbonatadas (Duran et al., 2004), constituyendo excelentes acuíferos desde el punto de vista de la explotación de los mismos, debido a su elevada tasa de recarga, alta capacidad de almacenamiento, baja mineralización y buena calidad del agua. El interés en este tipo de acuíferos ha ido creciendo de forma paralela a la expansión del hombre sobre las regiones kársticas, dónde la posibilidad de captación del agua subterránea constituye casi el único recurso hídrico disponible (López, 1992).



Figura 1.1: Afloramientos calizos en Europa (COST, 1995).

Las cavidades de este tipo de paisajes fueron utilizadas desde un remoto pasado por el hombre primitivo (por ejemplo, en el centro de Francia o la Cordillera Cantábrica) y esta antigua relación queda reflejada en el diálogo de “La Caverna” del ateniense Platón. Los filósofos griegos ya elaboraron un incorrecto esquema conceptual de ciclo hidrológico, con un inexplicado retorno subterráneo del agua marina hasta las fuentes, desalación incluida. Esta idea es recogida siglos más tarde en 1664 por el jesuita Athanasius Kircher en su enciclopédico tratado titulado “Mundus Subterraneus” (Kircher, 1664-1678). Esta obra se puede considerar como el puente entre la simple observación y el desarrollo científico que se inicia posteriormente.

A mediados del siglo XIX, los ingenieros agrícolas de la administración del imperio Austro-Húngaro estudiaron la hidrología de la región de Karst, situada al suroeste de Eslovenia, con el fin de desarrollar la agricultura en las zonas rurales desde Ljubljana al puerto de Trieste. Ellos observaron que la hidrología en esta región parecía impredecible, los arroyos desaparecían en cuevas o agujeros, y grandes llanuras cerradas se inundaban con frecuencia durante los meses de primavera, lo que evidentemente no era favorable para la agricultura (Bakalowicz, 2005). Von Mojsisovics (1880) fue probablemente el primero en considerar la región de Karst como una zona fisiográfica e hidrológica particular, especialmente bajo tierra. Los geógrafos y geólogos de la escuela de Viena, liderada por Albrecht Penck, ejercieron una influencia decisiva en la palabra (Karst) como un término científico internacional. Las características físicas inusuales de esta región se hicieron conocidas como fenómenos kársticos, similares a los que se encuentran en otras partes del mundo (Ford et al., 1989) y por los que hoy en día son conocidos.

Durante este mismo periodo, una de las mejores contribuciones al conocimiento del karst fue la obra del geógrafo serbio Jovan Cvijic, discípulo de la escuela de Viena. En 1893 redactó su detallada monografía sobre “Das Karsthänomen”. En este texto, además de sentar las bases actuales de la geomorfología kárstica, señaló la relación entre karst, agua y caliza, definiendo un primer modelo conceptual sobre la génesis del karst. En 1903, Alfred Grund, también discípulo de Penck, realiza una aportación fundamental a la hidrología del karst postulando la existencia de un nivel saturado, donde se formaban las principales cavidades. Además, este autor tenía una visión dinámica sobre esta zona y se imaginó que la superficie del nivel fracturado se elevaría debido a la recarga por precipitación. Si la recarga es particularmente grande, la zona saturada subiría hasta la superficie y provocaría la inundación de las zonas bajas (poljes) (Ford et al., 1989). En contradicción, Katzer (1909) observó que cuando los manantiales se encuentran a diferentes alturas, no siempre es el superior el que se seca primero. Además, las respuestas de estos manantiales a las lluvias son impredecibles, algunas veces reaccionan y otras no. Katzer no aceptaba la división entre “karst water” y “Groundwater”. Para él, la karstificación se extendía y desarrolla por todo el acuífero hasta encontrarse con la roca impermeable (Ford et al., 1989) (Figura 1.2).

Paralelamente en Francia, Édouard-Alfred Martel, un incansable explorador de cuevas, presentaba en 1894 su obra fundamental, “Les Abîmes”. En 1895 fundaba la Société de Spéléologie, desarrollaba la espeleología y creaba la escuela francesa, todavía hoy muy activa, sobre el karst. La influencia de Martel en su país natal fue muy importante. Su sistemática observación de ríos subterráneos fluyendo en zona insaturada le llevaron a negar la existencia de un nivel saturado. Aparentemente Katzer fue influenciado por los impresionantes resultados de las exploraciones subterráneas de Martel (1894), particularmente por sus ideas de los ríos subterráneos (Ford et al., 1989).

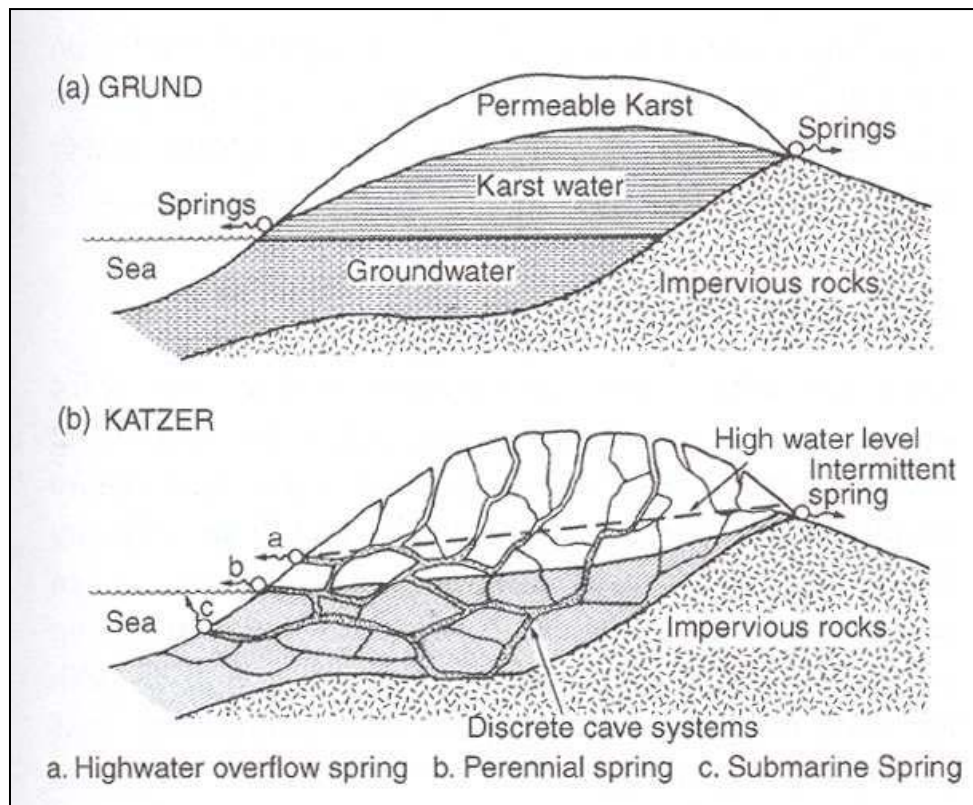


Figura 1.2: Características de los acuíferos kársticos según: a) Grund (1903) y b) Katzer (1909) (Ford et al., 1989)

En este debate, a las escuelas citadas se sumó la escuela norteamericana que basó sus trabajos en la cordillera de los Apalaches y en el karst de Kentucky, especialmente en la Mammoth cave. Esta, visitada por Martel en 1912, es la cavidad conocida más larga del mundo. Fue declarada Parque Nacional en 1941 y Reserva de la Biosfera en 1990. Posteriormente se iniciaron estudios sobre el karst tropical, especialmente las espectaculares torres del entorno de Guilin, en China. El karst de Yucatán, accesible por los cenotes ya utilizados por los antiguos mayas, también atrajo la atención científica.

En el año 1890, la comunidad del karst se separó entre la escuela francesa y la centroeuropea. La primera escuela centro sus investigaciones en las morfologías kársticas por encima y por debajo del suelo (Cvijic 1893, 1918; Martel 1936; Katzer, 1909), y se desarrollaron principalmente en el karst de Alpes y Pirineos. La segunda escuela consideraba que los flujos de agua subterránea son los fenómenos más importantes del karst (Penck 1903; Grund 1903) y se desarrolló en el Adriático. Ambas acumularon ingentes cantidades de información y publicaciones apoyando sus ideas. Desde ese momento, dos enfoques diferentes prevalecen en los estudios geomorfológicos e hidrológicos del karst, con sus propios conceptos y métodos (Bakalowicz, 2005). Además, se añadió la hipótesis de la formación de cavidades por debajo del nivel freático formulada en 1961 por Zöhl, y apoyada en los datos que aportaba el naciente deporte del espeleobuceo. En 1989, Ford y Williams se esforzaron en intentar unificar las diferentes aproximaciones.

Desde hacía décadas el papel del agua en la génesis del karst estaba claro. Por lo que, a partir de 1960, el karst comienza a ser considerado como un acuífero. Se considera que Burdon y Papakis (1963) son los primeros en centrar el concepto. Posteriormente este se fue desarrollado en diversos trabajos y manuales sobre el karst, entre los que se pueden citar Newson (1973), Bonacci (1987), White (1988) y Ford y Williams, (1989). Una de las principales características de los manantiales kársticos son sus caudales irregulares. Estos, como el clásico de Vacluse en la Provenza francesa, eran conocidos por hidrogramas con una rápida respuesta de sus caudales a las precipitaciones, así como por bajos caudales durante los estiajes. Evidentemente, las surgencias son uno de los aspectos más llamativos del karst y, todavía hoy, uno de los puntos clave de su estudio (Bakalowicz, 2005).

En 1903 comenzaron los estudios de las curvas de recesión de hidrogramas singulares de la mano de Edouard Maillet. Este autor utilizó como base la ecuación diferencial de vaciado de un depósito por un conducto de diámetro dado. Autores posteriores han complicado este enfoque: Castany, 1967; Schöeller, 1967; Atkinson, 1977; Korkmaz, 1990; Karanjac & Altug, 1980; Drogue, 1972; Bonacci, 1987; Bonacci & Jelin, 1988; Soulios (1991), Ford & Williams (1989). Bonacci (1993) supone la existencia de varios depósitos y conductos de diversos tamaños, a través del cálculo de diversos coeficientes de recesión.

En 1970 se produjo un importante avance a partir de las aportaciones de Alain Mangin. Dicho autor lideró un cambio de paradigma en el estudio de la hidrología kárstica. En primer lugar, introdujo el concepto de sistema kárstico, como "la entidad donde el flujo de agua constituye una unidad de drenaje" (Mangin, 1974). Según este concepto, en un sistema existe una relación causa-efecto entre la entrada (precipitaciones, temperatura ambiente,...) y la salida (caudal, química, temperatura,...). Por todo esto, Mangin y otros autores comenzaron a trabajar de acuerdo a esta interpretación sistémica usando técnicas de análisis e identificación derivadas de la Ingeniería de Sistemas (Mangin, 1970, 1971, 1975, 1982,1984; Mangin y Pulido, 1983; Benavente et al, 1985; Pulido et al, 1987; Mangin and Pulido Bosch, 1991 Padilla y Pulido-Bosch, 1995; Andreo et al, 1996; Angelini, 1997; Labat et al, 2000; Garay, 2002; Villarroel y Cuchí, 2002; Denic-Jukic y Jukic, 2003)

Es evidente que el estudio de los hidrogramas no es la única respuesta para tal fin, sino que la respuesta del sistema puede no ser solo energética sino también de materia y de información (Jacquet, 1971). De esta forma se han estudiado otros tipos de respuestas: hidrodinámicas (Drogue, 1969; Mangin, 1975; Kiraly y Morel, 1976; Pulido Bosch, 1979), hidroquímicas (Shuster y White, 1971; Miserez, 1973; Hanshaw y Back, 1979; Bakalowicz, 1979; Mudry et al., 1979; Antigüedad, 1986), isotópicas (Bakalowicz et al., 1974; Blavoux et al., 1979), hidrotérmicas (Angeli, 1976; Lacas, 1976; Andrieux, 1978) e incluso hidrobiológicas (Rouch, 1978; Moeschler et al., 1982), que analizándolas individualmente y en conjunto, han servido para superar sus propias limitaciones (Liñán, 2005).

Aunque cada acuífero kárstico presenta peculiaridades propias, existe una serie de aspectos comunes que les diferencia del resto de acuíferos en su exploración, explotación y gestión. La característica principal de un acuífero kárstico es su heterogeneidad organizada, es decir, los huecos que la disolución de la roca va originando, y el propio flujo que condiciona la disolución, se van jerarquizando desde la superficie del terreno, donde se produce la recarga, hacia la surgencia, donde se produce la descarga (Antigüedad et al., 2007). A lo largo de los años se han llegado a definir tres tipos de porosidad en los acuíferos kársticos que les confieren

esa alta heterogeneidad: la porosidad intergranular de la matriz, las pequeñas fisuras y/o fracturas y los grandes conductos kársticos (Smart y Hobbs, 1986; White, 1999). Estos tipos de porosidad y sus relativas proporciones son los que llegan a causar que la permeabilidad en estos acuíferos abarque varios órdenes de magnitud, dando lugar tanto a flujo laminar como turbulento, es decir, a diferentes rangos de flujo (Hickey, 1984; Wilson y Skiles, 1988; Halihan et al., 1999). Estas grandes diferencias indican que la mayor parte del flujo se concentra en los conductos kársticos, mientras que la mayoría del agua del acuífero se almacena en las pequeñas fracturas y/o fisuras, y en la porosidad de la matriz (Atkinson, 1977 a y b).

Además, las características externas de estos sistemas (dolinas, sumideros, simas, suelo, etc) junto con la alta heterogeneidad y anisotropía de los mismos hacen que la velocidad a la que se produce la infiltración al acuífero y su descarga varíe. Por todo esto, resulta muy complicado precisar los parámetros hidráulicos que lo controlan y conocer con precisión su funcionamiento hidrodinámico. A pesar de los inconvenientes que se pueden encontrar se han desarrollado diversas metodologías y técnicas de estudio específicas para este tipo de acuíferos. Estos métodos son: caracterizar la estructura geológica y realizar análisis morfológicos, delimitar el sistema kárstico mediante los mapas geológicos, análisis de trazadores y balances de agua, caracterizar el funcionamiento global por métodos hidrodinámicos (Mangin 1974), hidroquímicos e isotópicos (Bakalowicz, 1979, 1994) y caracterizar el funcionamiento local por medio de trazadores artificiales (Atkinson et al. 1973; Meus y Ek 1999; Field 2002) y ensayos de bombeo (Marsaud 1996, 1997). De esta forma es posible conocer la estructura y el funcionamiento del acuífero de estudio, que permite llegar a evaluar la eficiencia de la red de conductos a la hora de drenar la zona freática y estimar la capacidad de almacenamiento del acuífero (Bakalowicz, 2005).

1.2 MODELO CONCEPTUAL DE UN ACUÍFERO KÁRSTICO

Todo acuífero tiene una superficie de recarga, bajo la que se encuentra una zona no saturada por donde el agua fluye verticalmente por gravedad hasta que se alcanza la zona saturada. Allí, los huecos en la roca actúan como medio de almacenamiento y transporte del agua hacia la zona de descarga.

Por la superficie de recarga, los acuíferos se alimentan por agua de lluvia y fusión de nieve. Una parte del agua infiltrada es retenida en la parte superior de la zona no saturada, de donde una fracción retorna a la atmósfera por evapotranspiración. También puede haber infiltración desde masas de agua superficiales. En un acuífero kárstico, una parte del agua se infiltra a través del suelo que recubre la roca. En zonas sin suelo, el agua puede infiltrarse directa y rápidamente por las fracturas abiertas y conductos verticales. Los primeros metros de roca suelen manifestar un grado mayor de fracturación y karstificación, que la masa caliza subyacente. Este epikarst tiene un papel activo con almacenamiento temporal del agua descendente. Otra parte del agua puede provenir de la escorrentía superficial generada en terrenos no kársticos y que, al llegar a estos, se infiltra por sumideros dando lugar a una infiltración concentrada y rápida por conductos kársticos verticales.

El agua infiltrada más allá de la zona radicular realiza un recorrido esencialmente vertical por la zona no saturada hasta alcanzar la zona saturada. Desde el epikarst, el agua se infiltra

lentamente a través de pequeñas fisuras y fracturas por la zona no saturada hasta la zona saturada. Durante este recorrido también puede llegar a alcanzar conductos kársticos dando lugar a la infiltración rápida hacia la zona saturada. El agua, una vez alcanzada esta zona, se almacenada en distintos huecos de la roca, que tienen importantes rangos en dimensión y orígenes muy distintos: poros sin y post sedimentarios, fisuras estructurales y conductos ampliados por disolución kárstica. Es habitual que en las zonas saturadas “maduras”, exista una red de conductos muy permeables organizados de forma jerárquica, similar a la de una red de drenaje de agua superficial. Estas redes afloran el agua en una surgencia principal, que puede ser espectacular en época de lluvias. También pueden existir algunos manantiales temporales asociados.

La figura 1.3 presenta un modelo conceptual de este tipo de acuíferos. Propuesto por Mangin (1975, 1984) y Bakalowicz (1979) ha sido seguido en textos especializados de hidrogeología kárstica como White (1988) y Ford y Williams (1989). Durante los periodos de aguas altas el nivel freático asciende y la zona epifreática se inunda periódicamente. Al saturarse los conductos kársticos ceden agua a las fisuras y fracturas. Durante el estiaje el nivel freático desciende y el agua almacenada en las fisuras y fracturas drena hacia los conductos kársticos. La descarga del sistema suele producirse a través de uno o varios manantiales, aunque cuando el nivel freático asciende rápidamente existen puntos esporádicos de descarga denominados “trop plein”.

GLOSARIO

Almacenamiento (*storage*): son las fisuras, fracturas y conductos kársticos de la roca saturados en agua.

Drenaje (*drainage*): es el sistema de conductos kársticos de la zona saturada donde el agua se mueve hacia su descarga.

Zona Epifreática (*epiphreas zone*): es la zona de un sistema kárstico que se encuentra entre la zona no saturada y zona saturada y se caracteriza por fluctuaciones del nivel del agua subterránea, inundándose periódicamente.

Evapotranspiración real (ETR) (*evapotranspiration*): cantidad de agua que evapotranspira por unidad de superficie de suelo y por unidad de tiempo. Depende de la ETP (Evapotranspiración Potencial) y de la disponibilidad de agua en el suelo (Reserva útil).

Infiltración directa (*direct infiltration*): entrada directa del agua de precipitación por fisuras y fracturas abiertas de la superficie hacia la zona saturada.

Infiltración concentrada (*concentrated infiltration*): infiltración producida en determinados puntos de recarga representados por sumideros (simas, dolinas, fracturas abiertas,...).

Infiltración rápida (*fast infiltration*): es aquella en la que el agua de precipitación introducida al terreno por infiltración directa y/o concentrada, circula por fracturas y conductos kársticos hacia la zona saturada.

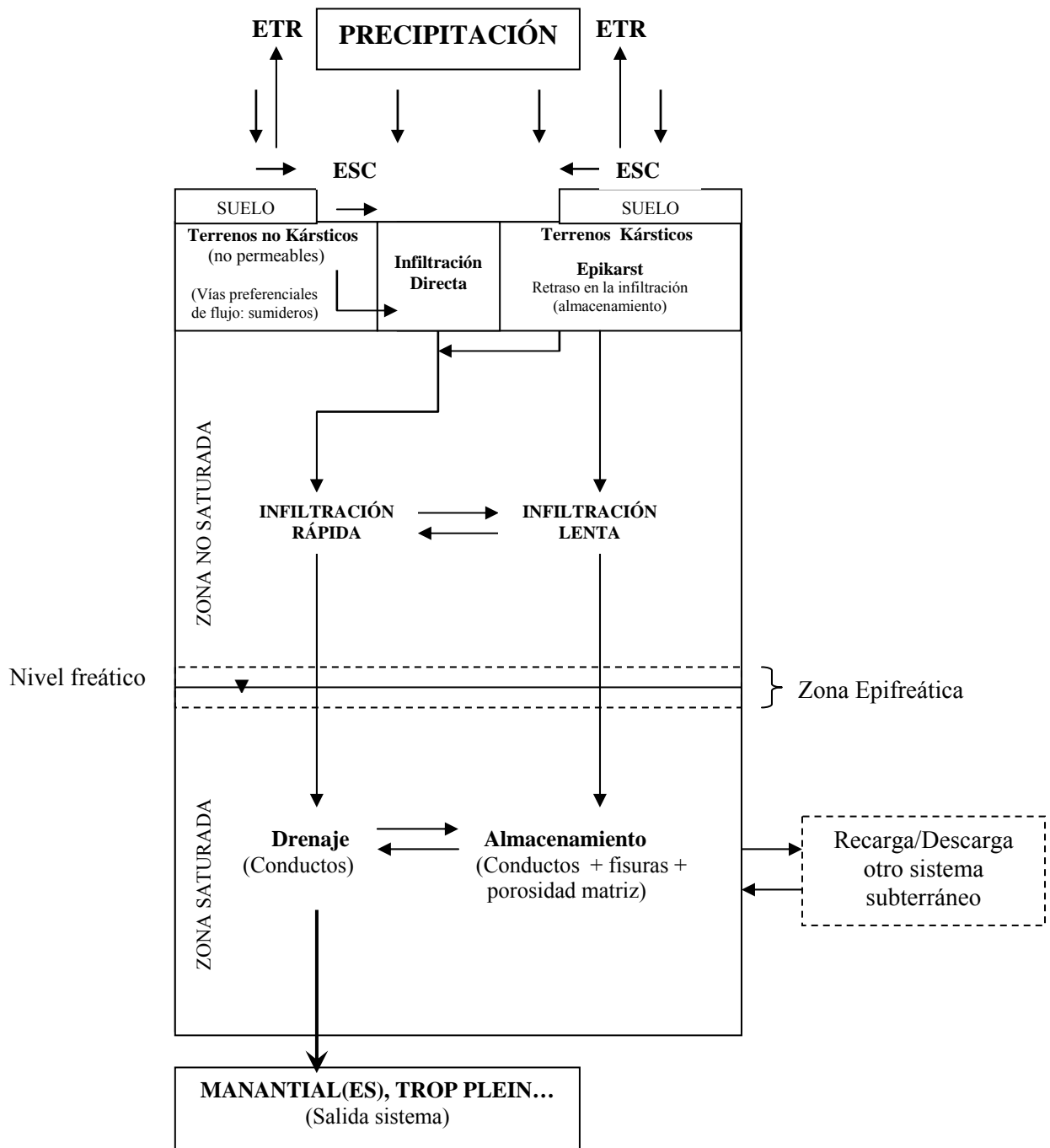


Figura 1.3: Modelo conceptual de un sistema kárstico. Modificado de Bakalowicz (2004).

Infiltración lenta (*slow infiltration*): es aquella en la que el agua de precipitación introducida al terreno va drenando lentamente por pequeñas fisuras y fracturas del epikarst y la zona no saturada hacia la zona saturada.

Nivel freático (*phreatic line*): corresponde al lugar en el que se encuentra el agua subterránea en un sistema kárstico o parte superior de la zona saturada. **Salida sistema** (*outlet of the system*): zona o zonas de descarga de un acuífero kárstico (Manantial, Trop plein...).

Terrenos no kársticos (*non karstic terrains*): zonas del terreno no kársticas donde el agua de precipitación escurre hacia vías preferenciales de flujo (sumideros).

Epikarst (*epikarst zone*): parte poco profunda de las áreas kársticas en las que debido al clima, las raíces de las plantas y los procesos de karstificación dan lugar a una zona alterada formada por grietas y fracturas superpuesta a la zona no saturada.

Zona no saturada (zona vadosa, zona de infiltración) (*unsaturated zone, vadose zone, infiltration zone*): zona de un sistema kárstico que no se encuentra inundada, ni siquiera en épocas de crecida. El agua circula libremente por ella y sólo en descenso vertical.

Zona saturada (zona freática) (*saturated zone, phreatic zone*): zona de un sistema kárstico donde todos los intersticios y cavidades se encuentran permanentemente inundados, incluso durante el estiaje.

1.3 PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN: INTERÉS ESTRATEGICO DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR

En Aragón, los afloramientos de macizos calizos son abundantes y debido a procesos importantes de disolución se han desarrollado extensas áreas kársticas. Uno de los ejemplos más claros es la Sierra de Guara, alineación montañosa más importante del Prepirineo aragonés con una cota máxima de 2077 m de altitud (Figura 1.4). Algunas de las principales características de estas sierras son su complejidad geológico-estructural, la gran extensión de afloramientos carbonatados y su importante desarrollo kárstico. Es decir, el karst del Prepirineo está directamente relacionado con lapiaces, campos de dolinas, poljes, simas, cavidades endokársticas y amplias extensiones de roca desnuda atacada por la acción del agua meteórica y las raíces de las plantas (Cuchí, 2006). Además, el karst es el responsable de numerosas fuentes que drenan el agua de los principales acuíferos carbonatados de estas sierras.

A pesar de ser un escenario idóneo para la realización de estudios de hidrogeología kárstica existe muy poca información sobre el funcionamiento de estos acuíferos en el Prepirineo aragonés. El manantial de Fuenmayor es uno de los puntos de agua más interesantes e importantes de toda la Sierra de Guara, situado en las inmediaciones de San Julián de Banzo (Huesca) y único punto de descarga del acuífero en estudio. Fuenmayor drena un caudal mínimo de 12 l/s, máximo de 863 l/s y un promedio de 107 l/s (2002-2011). Desde hace unos años se ha ido recopilando información y tratando datos del mismo con el objetivo principal de llegar a conocer el funcionamiento hidrogeológico e hidrodinámico de los acuíferos kársticos en estas sierras.



Figura 1.4: Imagen de la Sierra de Guara (Prepirineo aragonés)

El manantial de Fuenmayor (Figura 1.5) ha servido de abastecimiento a la ciudad de Huesca desde 1887, mediante una canalización de unos veinte kilómetros de longitud. Construida por iniciativa privada, pasó a ser controlada por el Ayuntamiento de dicha ciudad a partir de 1920. Desde el final de la Guerra Civil hasta la construcción del embalse de Vadiello, en 1960, fueron frecuentes las restricciones durante los periodos de estiaje. Debido a esta situación comenzaron las investigaciones para aumentar la captación de agua en este manantial, observándose, desde un principio, la relación del caudal con las precipitaciones. Lasierra (1955) estimó un primer balance hidrológico y propuso la construcción de una galería drenante. En 1972 se reconoce explícitamente la naturaleza kárstica del manantial por medio de aforos. Trilla y Pascual (1974) realizaron un primer estudio de la relación entre el caudal y la lluvia junto con un primer análisis de la curva de agotamiento del manantial.

En la década de 1990, la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) instaló dos vertederos de aforo, uno en la tubería de abastecimiento a Huesca y otro en el aliviadero del manantial controlando el caudal por observación visual (Cuchí et al., 2006). Además, al tratarse de una zona importante de descarga de agua subterránea cercana a Huesca, el Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas (SGOP), durante la sequía de 1995, realizó un sondeo de investigación (2911-7-0013) y un pozo experimental (2911-7-0012) denominado de la Pirotecnica, en las inmediaciones del manantial de Fuenmayor. En el año 2000 el Grupo de Entornos Hostiles (GTE) de la Universidad de Zaragoza instaló una estación monitorizada en el mismo manantial, dónde se recogen a nivel horario los datos de caudal, precipitación, conductividad eléctrica y temperatura ambiente y del agua (Monaj, 2003).

Durante el año 2005 se produjo un importante episodio de sequía que afectó a la zona central de la Cuenca del Ebro con importantes efectos negativos en la agricultura de secano existente en la zona. Además, esta sequía produjo un problema de abastecimiento a la ciudad de Huesca al descender las reservas del embalse de Vadiello por debajo de los 2 hm³, normalmente con una aportación media anual de 33 hm³ del río Guatzalema. Esto obligó a la construcción de diferentes obras en Huesca (Cuchí et al., 2006). Con el objetivo de conocer las posibilidades del acuífero que drena Fuenmayor como abastecimiento complementario a Huesca, se realizó un ensayo de bombeo de larga duración en el sondeo 2911-7-0012. A las pocas horas del inicio de este, varios manantiales próximos (Dos Caños, Huertos,...) se vieron afectados hasta secarse, por lo que hubo que instalar una tubería compensatoria para abastecer los huertos de la localidad. Al suponerse alimentado por otro acuífero, se esperaba que el manantial de Fuenmayor no fuera afectado, pero al iniciar el bombeo comenzó a registrarse un descenso exponencial en el manantial hasta secarse al cabo de unos días. Por todo esto se decidió parar el ensayo de bombeo sin obtener los resultados esperados.



Figura 1.5: Manantial kárstico de Fuenmayor

La información hidrodinámica e hidroquímica recopilada de estudios previos y el trabajo realizado durante esta tesis doctoral han servido para obtener una primera hipótesis sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero kárstico que drenan el manantial de Fuenmayor. Para esto se han definido los posibles límites hidrogeológicos (área de recarga), se ha evaluado la recarga y se ha estudiado el funcionamiento hidrodinámico e hidroquímico del mismo. Es decir, se trata del primer acuífero kárstico de la Sierra de Guara en el que se ha realizado un estudio hidrogeológico completo. Uno de los objetivos futuros a cumplir, será la extrapolación del conocimiento de este acuífero a otros acuíferos kársticos de estas sierras. Además, al tratarse de un acuífero pequeño, aproximadamente unos 10 km² de área de recarga, sin contaminación antrópica y conocido su funcionamiento hidrogeológico, será posible, en futuras

investigaciones, realizar estudios sobre los efectos del cambio climático y el uso que se puede hacer del mismo de cara a posibles sequías.

1.4 SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio, con una superficie de unos 75,20 km², se encuentra en la provincia de Huesca (Comunidad de Aragón). Está situada en la comarca de la Hoya de Huesca, concretamente en el entorno de San Julián de Banzo (744 m s.n.m.), a 19 km al norte de la ciudad de Huesca (Figura 1.6). Este sector abarca partes de la hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 número 248 de Apiés (I-Nueno, II-Nocito, III-Apiés y IV-Barluenga). Además, esta área forma parte de la Sierra de Guara, alineación montañosa más importante del Prepirineo aragonés, que gracias a su geología es propicio para la práctica del barranquismo y escalada. Esta sierra y su entorno fue declarada en 1990, por la ley 14/1990 del Gobierno de Aragón, como “Parque Natural de la sierra y los cañones de Guara”. Cuenta con 47.453 ha y es el espacio natural más grande de la comunidad. La Sierra de Guara culmina en el Tozal de Guara a 2077 m de altitud.

Las sierras que conforman el Prepirineo aragonés (Sierra de Guara y adyacentes) son alineaciones montañosas de dirección preferente ONO-ESE, con inflexiones intermedias N-S y con una cota elevada, entre los 1400-2000 m. El armazón principal sierras está constituido por materiales carbonatados, donde se encuentran los mayores desniveles o áreas más escarpadas, además de encontrarse en ellas las principales morfologías kársticas (Rodríguez, 1986). El área de estudio no es muy grande pero es bastante abrupta. En este entorno el relieve va variando de N a S, siendo el pico de Matapaños (1535 m s.n.m.) y los conglomerados masivos de San Martín (1400 m s.n.m.) las cotas más altas.

Los dos grandes ríos que atraviesan la Sierra de Guara en este sector son los ríos Flumen y Guatzalema. El régimen fluvial de estos ríos es típicamente prepirenaico, con aportes muy irregulares. A pesar de esto, las aportaciones en un año medio son de 35,5 hm³ para el Flumen y de 39 hm³ del Guatzalema. La aportación subterránea es variable en función de la unidad acuífera atravesada, del orden del 58 % en el Flumen y del 30 % en el Guatzalema (Sánchez, 1988). Las obras de regulación más importantes son el embalse de Santa María de Belsué y Cienfuens (en el Flumen), con 13 y 1 hm³ respectivamente, y el embalse de Vadiello (en el Guatzalema), con 15,5 hm³. Los dos primeros embalses son utilizados en el regadío de amplias extensiones de la Hoya de Huesca, principalmente para cereal de invierno. El embalse de Vadiello se utiliza en el abastecimiento urbano de varios núcleos de población entre los que destaca Huesca.

La zona tiene un clima Mediterráneo continental, con escasas precipitaciones localizadas principalmente en primavera y otoño, y un claro ritmo térmico anual, con veranos cálidos e inviernos frescos (GA, 2007). La provincia de Huesca se caracteriza por presentar un clima de transición entre las cálidas y secas tierras de la depresión del Ebro, a las frías y húmedas cumbres del Pirineo (Castán, 2006). Más concretamente, en la comarca de la Hoya de Huesca donde se sitúa la localidad de San Julián de Banzo, es posible diferenciar dos zonas climáticas en función del régimen de humedad: una de tipo mediterráneo seco dominando en la vertiente meridional de la Sierra de Guara y otra mediterránea húmeda ocupando su vertiente

septentrional. Hacia los 1600 m de altitud puede encontrarse incluso un clima de tipo periglaciario (IGME, 1992).

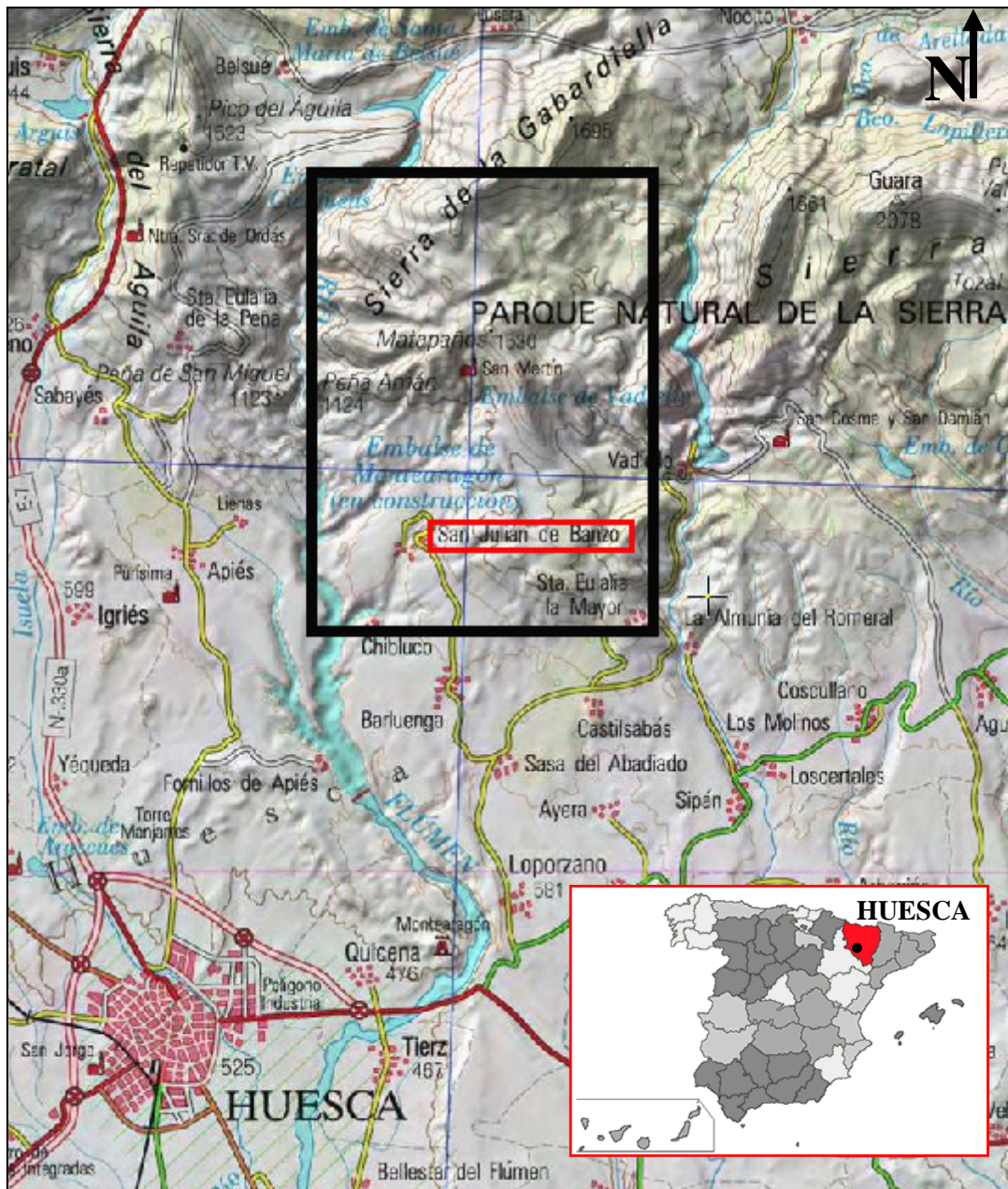


Figura 1.6: Localización geográfica del área de estudio.

1.5 OBJETIVOS

A partir del modelo conceptual general del karst modificado de Bakalowicz (2004) (apartado 1.3) se va a ir definiendo el modelo conceptual del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor. Para esto será necesario alcanzar tres objetivos principales:

1- Delimitar y conocer la geometría del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor. Para llegar a delimitar y conocer el acuífero, ha sido necesario por un lado, reconocer y actualizar en campo la cartografía geológica-estructural y geomorfológica, ya definida en la serie MAGNA 1:50000 n° 248 (Apiés) (IGME, 1992), entre otras. También ha sido importante, revisar y actualizar el inventario de puntos de agua del entorno de este manantial partiendo de la base de datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Una vez controlada la geología y la hidrogeología se ha realizado una caracterización hidrogeoquímica e isotópica regional del agua subterránea para llegar a compararla con el agua que drena el manantial de estudio. Además, se han instalado tomamuestras de agua de precipitación, para caracterizarla hidroquímica e isotópicamente y llegar a conocer el agua que recarga el acuífero de Fuenmayor y la cota a la que lo hace. Con toda esta información ha sido posible definir unos posibles límites hidrogeológicos del área de recarga del acuífero de estudio.

2- Evaluar la recarga del acuífero por diferentes métodos, como pueden ser métodos hidrológicos y químicos. El estudio de la recarga de un acuífero informa sobre el volumen de agua que se infiltra al mismo durante un intervalo de tiempo (Custodio, 1998). Debido a la disparidad de los resultados obtenidos en diferentes trabajos recopilados en la zona de estudio, se pone de manifiesto la necesidad de realizar un estudio en profundidad de la recarga del acuífero de Fuenmayor. Éste se encuentra en una zona montañosa donde es complicado utilizar técnicas de medición directas debido a la variabilidad de la evapotranspiración al aumentar la cota de recarga (Alcalá et al., 2011). Sin embargo, con la información que se ha recopilado y medido durante esta tesis doctoral (precipitación, temperatura, vegetación, tipos de suelo, parámetros del suelo, análisis químicos del agua de precipitación y subterránea, etc), ha sido posible aplicar diferentes métodos de cálculo de recarga. Los métodos utilizados se han centrado principalmente en métodos hidrológicos (balance de agua en el suelo) y métodos químicos (balance de cloruros).

3- Conocer el funcionamiento hidrodinámico del acuífero mediante la aplicación de técnicas hidroquímicas e isotópicas y técnicas de análisis. Finalmente, en esta tesis doctoral, se han querido utilizar diferentes metodologías para conocer el funcionamiento hidrogeológico de este acuífero. Estas metodologías se han centrado principalmente en la respuesta hidrodinámica, hidroquímica e isotópica del manantial, contando además con unas series temporales largas (2002-2005 y 2009-2011). Es decir, se ha podido realizar un análisis del hidrograma del manantial para estos periodos y se han analizado las curvas de recesión mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975). Además, se ha estudiado la evolución temporal de la temperatura del agua y la conductividad eléctrica como respuesta a las precipitaciones y las variaciones de la composición química e isotópica del agua, tanto a nivel quincenal como horario. Algunas de estas metodologías ya han sido aplicadas anteriormente, el hecho de que las series de datos sean mucho más largas ha permitido validar ciertas conclusiones. El aporte principal en este trabajo ha sido analizar la composición química e isotópica del agua del manantial frente a las precipitaciones a nivel quincenal y, principalmente, a nivel horario siguiendo la dinámica rápida kárstica del acuífero de estudio.

La integración de los resultados obtenidos al cumplir los objetivos propuestos ha dado lugar a un modelo conceptual kárstico propio del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor. Este modelo en un futuro será aplicable a otros acuíferos kársticos del Prepirineo aragonés.

1.6 ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

El esquema general de esta memoria se ha centrado principalmente en abordar los tres objetivos principales de la tesis y se ha estructurado en nueve capítulos que se describen a continuación.

Capítulo 1. Introducción. Es el capítulo actual, donde se describe el estado del arte, las características y el modelo conceptual general de los acuíferos kársticos. Además se indica el planteamiento de la investigación y su importancia, la situación del área de trabajo y los objetivos principales para su desarrollo.

Capítulo 2. Geología. Se realiza la descripción del contexto geológico regional de las Sierras Exteriores y el contexto geológico local y la cartografía geológica del entorno del manantial de Fuenmayor. Además, se ha realizado el análisis de la fracturación y los aspectos geomorfológicos de esta zona.

Capítulo 3. Hidrogeología. Se presenta el contexto hidrogeológico regional y local, el inventario de puntos de agua y la caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua de precipitación y del agua subterránea.

Capítulo 4. Límites hidrogeológicos: Hipótesis del área de recarga. En este capítulo se muestra todo el trabajo realizado por medio del modelo geológico estructural y el estudio hidrogeológico regional y local, para conseguir uno de los objetivos principales, llegar a definir los límites hidrogeológicos del acuífero de estudio.

Capítulo 5. Caracterización de la Recarga. Una vez definidas las diferentes hipótesis sobre los límites hidrogeológicos se ha evaluado la recarga de este acuífero. Para ello, teniendo en cuenta la información climática, la vegetación y los tipos de suelos, se aplican diferentes métodos para evaluar la recarga: hidrológicos y químicos.

Capítulo 6. Funcionamiento hidrodinámico e hidroquímico. Por medio del análisis de series temporales y análisis hidroquímicos e isotópicos del manantial de Fuenmayor se llega a definir la hipótesis sobre el funcionamiento del acuífero de estudio.

Capítulo 7. Modelo hidrogeológico conceptual. A partir de todos los resultados a los que se llega en los capítulos 2, 3, 4, 5 y 6 principalmente, se realiza la discusión final del modelo hidrogeológico conceptual del acuífero de Fuenmayor.

Capítulo 8. Conclusiones. En este último capítulo se presentan las conclusiones finales de esta tesis doctoral.

Capítulo 9. Bibliografía.

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA

2.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Desde el siglo XIX se han desarrollado incontables estudios involucrando los Pirineos y las Sierras Exteriores. Los más relevantes de la primera etapa fueron los de Martín Donayre (1873) y Mallada (1878, 1881). Este último, realizando un magistral trabajo sobre la geología de toda la provincia de Huesca.

A principios del siglo XX comienzan estudios relacionados con el conocimiento científico de la estratigrafía, cartografía y estructura, realizados principalmente por Stille (1942), y Selzer (1948). Posteriormente destacan los trabajos realizados por el IGME en los años 50 (Ríos y Almela, 1954 a y b) relacionados con la elaboración de las primeras cartografías geológicas sistemáticas de la serie Magna (1:50.000), por ejemplo, las hojas 208-Uncastillo, 209-Agüero y 248-Apiés (Almela y Ríos, 1951a) en el entorno del área de estudio de esta tesis.

Soler (1970) introduce técnicas de sismica de reflexión y sondeos para estudiar la estructura de las Sierras Exteriores, a partir de las cuales deduce la superposición anormal de la cobertera de la vertiente N de las sierras sobre los materiales autóctonos de la cuenca del Ebro a favor de una gran rampa de bloque inferior. Además, sugiere que la cobertera de las sierras sufre una mayor translación en el sector oriental respecto al occidental. En estudios sucesivos realizados por Soler y Puigdefàbregas (1970, 1973) y por otros autores (Quirantes, 1969; Reille, 1971; Puigdefàbregas, 1975; De Federico, 1981; Friend et al., 1979; Hirst, 1983) se desarrolla la cronología de depósito de las diferentes láminas y de relleno de las cuencas, así como otros aspectos geológicos de las Sierras Exteriores.

Dentro de los muchos campos estudiados en estos años cabe destacar el estudio sobre geología estructural realizado por Cámara y Klimowitz (1985). En él se incorporaron multitud de datos nuevos procedentes de sismica y de sondeos. Con estos se profundizó en el conocimiento de los cabalgamientos responsables de la estructura y se contrastaron las teorías de Soler (1970). En la tesis doctoral de McElroy (1990), centrada en la cinemática de los cabalgamientos y la sedimentación sintectónica de las Sierras Exteriores, se mantuvo la interpretación de la estructura profunda en relación a resultados anteriores (Millán, 1996).

Sin duda, la caracterización de la estructura de las Sierras Exteriores fue realizada principalmente debido, por un lado, al interés de las universidades británicas de Cambridge (Nichols, 1984; McElroy, 1990) y Bristol (Turner, 1988) y por otro, a la consolidación de la investigación geológica en Aragón, tanto por la creación de un grupo de geología estructural pirenaico en la Universidad de Zaragoza (Pocoví et al., (1990), Arenas (1993), Millán et al., (1991, 1992, 1994, 1995, 1996), Verges (1994), Martínez-Peña et al., (1995), Poblet y Hardy (1995), Oliva-Urcia, 2000; Pueyo, 2000, etc) como por el establecimiento de una Oficina de Proyectos del IGME en Jaca (Teixell, 1992). Estos dos últimos grupos han estudiado con mayor detalle la estructura de la sierra (Pueyo, 2012).

Trabajos posteriores a la creación del grupo IGME-Universidad de Zaragoza han sido los realizados por Pueyo et al., (1999; 2002; 2003; 2004) con un contexto global sobre las Sierras Exteriores. Con un mayor detalle han sido las investigaciones realizadas en el anticlinal de Boltaña (Mochales et al., 2010 a y b, 2012 a y b) y en Balzes (Rodríguez-Pintó et al., 2012, 2013 a y b y in press). Otros trabajos sobre la estructura se han llevado a cabo desde la

Universidad de Barcelona, centrados en el Pico del Aguila (Vidal-Royo et al., 2009, 2010, 2011) y en la cuenca de Ainsa y anticlinal de Boltaña (Fernández et al., 2004, 2011; Muñoz et al., 2013).

Paralelamente a la labor del IGME-Universidad de Zaragoza se ha ido realizando una actualización de la cartografía geológica de la serie Magna (1:50000) por el IGME. Actualmente, en el entorno de las Sierras Exteriores sólo han sido publicadas las hojas 208-Uncastillo, 209-Agüero y 210-Yebra de Basa. Las hojas 247-Ayerbe, 248-Apiés y 249-Alquezar están en proceso de publicación.

Por otro lado, los estudios geomorfológicos de los Pirineos y la Depresión del Ebro comenzaron fundamentalmente con Panzer (1926) y Birot (1937), aunque las principales aportaciones geomorfológicas en las Sierras Exteriores fueron realizadas por Barrère (1951). Este autor sentó las bases para trabajos posteriores y, al mismo tiempo, planteó problemas interesantes, como la importancia de la estructura y la alternancia litológica en la formación del relieve, o la delimitación de dos niveles antiguos de erosión a partir de las partes altas de las sierras (Barrère, 1951, 1962). Trabajos posteriores se centraron principalmente en la geomorfología cuaternaria del piedemonte pirenaico y la depresión del Ebro (Barrère, 1951; Alastrue, 1953; Bomer, 1957a y b, 1979; García et al., 1974, 1977; entre otros). El estudio geomorfológico más completo se encuentra en la tesis doctoral de Rodríguez (1986) centrada en las Sierras Exteriores y su piedemonte, y en la cartografía geomorfológica de la serie Magna (1:50000) de las hojas correspondientes a estas sierras (Uncastillo, Agüero, Yebra de Basa...). Una de las principales características de la Sierra de Guara lo constituye un importante modelado kárstico, que ya Mallada (1878) menciona al hablar de la existencia de numerosas cavidades y fuentes. En 1990, Cuchí y Sancho recogen en “El Karst de la provincia de Huesca” las características y formas del karst oscense, donde diferenciando por unidades describen exhaustivamente el karst en la Sierra de Guara.

A pesar de tener un buen conocimiento de la geología, estructura y geomorfología en las Sierras Exteriores, no se ha realizado un estudio específico en el entorno del manantial de Fuenmayor. Por esto, a partir de la cartografía geológica 1:50.000 de la serie Magna (ITGE, 1992), las aportaciones geológico-estructurales de Millán (1996) y los datos e información recopilada en campo, se ha realizado una cartografía geológica de detalle a escala 1:30.000 y nuevos cortes geológicos a lo largo de toda la estructura principal. De esta forma ha sido posible conocer la estructura y geometría del acuífero de estudio al igual que las principales litologías que lo conforman. Por otro lado, y por primera vez, se ha realizado un análisis de la fracturación a dos escalas (macroescala y mesoescala), con el objetivo principal de conocer la posible dirección preferencial de flujo en este acuífero. Finalmente, a partir de la cartografía geomorfológica realizada por Rodríguez (1986) y la descripción de las morfologías kársticas en la Sierra de Guara por Cuchí y Sancho (1990), ha sido posible modificar y actualizar la cartografía geomorfológica a escala 1:30.000 en el entorno del manantial de Fuenmayor. Es importante conocer y tener en cuenta las principales morfologías kársticas, ya que son indicadoras de la infiltración y funcionamiento de estos acuíferos.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: SIERRAS EXTERIORES

Al O de la Unidad Surpirenaica Central (USC), la cuenca surpirenaica se encuentra compartimentada por el frente de cabalgamiento surpirenaico que, procedente de las Sierras Marginales catalanas (Seguret, 1970-1972; Soler, 1970; Soler y Puidefàbregas, 1970; Garrido, 1972; Puidefàbregas y Soler, 1973; Cámara y Klimowitz, 1985) se prolonga hasta las Sierras Marginales aragonesas (Almela y Ríos, 1951b) o Sierras Exteriores (SE) (Alastrué et al., 1957) (Figura 2.1). Estas sierras presentan una orientación próxima a ONO-ESE y constituyen la alineación de relieves montañosos que separan la cuenca molásica de Jaca de la cuenca del Ebro. En las Sierras Exteriores afloran rocas de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno (Mallada, 1878; Selzer, 1934-1948; Almela y Ríos, 1950b).

Las Sierras Exteriores constituyen la parte frontal emergente del frente de cabalgamiento surpirenaico y se encuentran desplazadas hacia el sur sobre los sedimentos de edad terciaria de la cuenca de antepaís del Ebro (Vidal-Royo, 2010). En su mayor parte, estas sierras están formadas por una serie de láminas de cabalgamiento imbricadas, despegadas sobre las facies evaporíticas, calcáreas y dolomíticas del Triásico medio y superior (facies Muschelkalk y Keuper) (Soler y Puidefàbregas, 1970; ITGE, 1992; Millán et al., 1994; Millán, 1996; Pueyo et al., 2002).

Una de las características de esta zona es la presencia de un conjunto de plegamientos anticlinales con orientación axial N-S a NO-SE. Estas estructuras son perpendiculares a la tendencia estructural de los Pirineos (E-O, con dirección de transporte tectónico hacia el sur) y crean por tanto un patrón de interferencia estructural complejo (Vidal-Royo, 2010). El conjunto de pliegues anticlinales de dirección N-S son más jóvenes y de menor tamaño cuanto más al O se encuentran (Millán et al., 1994; Millán, 1996). Además, son sinsedimentarios con los materiales del Eoceno medio-Oligoceno y con el desarrollo del frente de cabalgamiento surpirenaico, activo hasta el Mioceno inferior (Puidefàbregas, 1975; Holl y Anastasio, 1993; Millán et al., 1994; Millán, 1996). Es importante también destacar la interferencia entre los accidentes N-S con otros de rumbo paralelo a la cadena (por ejemplo, Selzer, 1934, 1948; Almela y Ríos, 1950b), en su mayoría formados con posterioridad a los primeros (Millán, 1996).

En la figura 2.2 se presenta la columna estratigráfica general de las Sierras Exteriores. En ella se puede observar como la edad de los materiales aflorantes en estas sierras comprende desde parte del Triásico de la Formación Pont de Suert (Mey et al., 1968), hasta el Terciario Mioceno de la Formación Uncastillo (Soler y Puigdefàbregas, 1970). Además, existe un marcado hiato desde la Formación Pont de Suert hasta el Cretácico de las Formaciones Adraén y Bona debido a la no sedimentación de los materiales jurásicos. A continuación se encuentran los materiales de edad Eocena-Paleocena pertenecientes a las Facies Garumn de la Formación Tresp. Estos materiales vienen seguidos por materiales de edad Eocena representados por la Formación Guara, la Formación Arguis y la Formación Belsué-Atarés. El tránsito Eoceno-Oligoceno queda representado por la Formación Campodarbe, mientras que el tránsito Oligoceno-Mioceno aparece en la Formación Uncastillo.

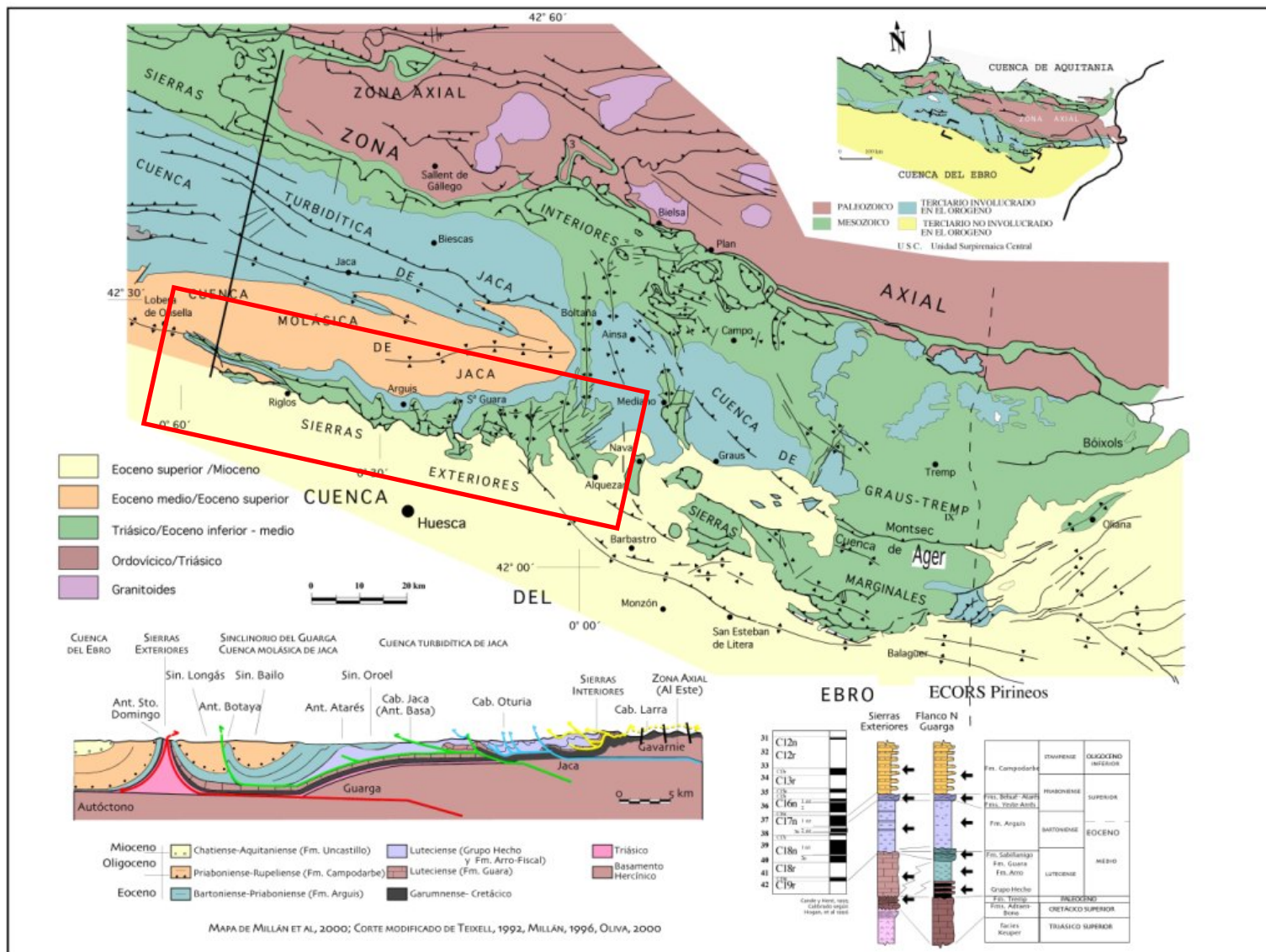


Figura 2.1: Mapa geológico de la cordillera pirenaica en la que se han enmarcado las Sierras Exteriores aragonesas. Modificado de Pueyo et al., (1999) y Millán (2000).

A continuación se hace una breve descripción estratigráfica de los principales materiales aflorantes en las Sierras Exteriores (ITGE, 1992; Millán, 1996) (Figura 2.2):

Triásico: Los materiales triásicos aflorantes en las Sierras Exteriores pertenecen a la **Formación Pont de Suert** (Mey et al., 1968) y forman parte de las unidades alóctonas del frente pirenaico (ITGE, 1992). El tramo inferior, perteneciente al nivel de despegue de las estructuras del frente de Sierras Exteriores, se identifica como Muschelkalk Intermedio (M-II). Estos materiales se caracterizan por la abundancia de evaporitas, que se disponen en capas de yesos multicolores laminados, con algunas intercalaciones de sales (halita). Los niveles de yesos alternan con margas y arcillas. Aunque la estimación de su potencia es complicada, se puede proponer una potencia aproximada de 50 m de afloramiento (ITGE, 1992). Por encima del M-II se deduce un contacto neto de calizas micríticas tableadas que se identifican como Muschelkalk Superior (M-III) (Millán 1996). El paquete de calizas presenta potencias variables que oscilan entre los aproximadamente 50 m del Tozal de Guara a los 150 m del congosto del Isuela (ITGE, 1992). Sobre el M-III hay unos materiales no competentes (lutitas versicolores y yesos principalmente) que se identifican con las facies Keuper (Salvany y Bastida, 2004). La potencia general que presentan estas margas es muy variable y oscila entre los 25 m en el corte del río Isuela, a los 150 m al sur del Tozal de Guara (ITGE, 1992). En el sector oriental de las Sierras Exteriores se han identificado ofitas incluidas en el Keuper.

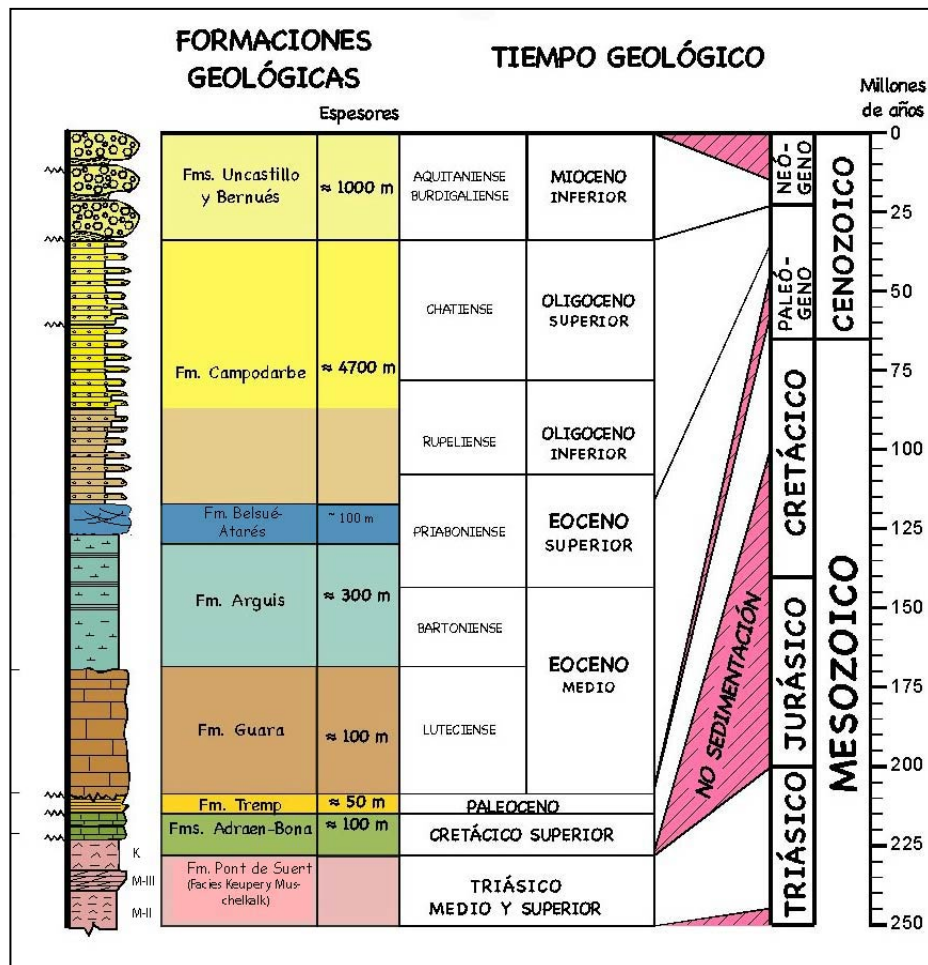


Figura 2.2: Columna estratigráfica general de las Sierras Exteriores. Modificada de Pueyo et al., (1999) y Millán (2000).

Cretácico superior: Las primeras referencias al Cretácico de las Sierras Exteriores corresponden a Mallada (1878) y Dalloni (1910), entre otros trabajos posteriores que describen el hiato subyacente (Almela y Ríos, 1950a y b, 1951a y b; Puidefàbregas, 1975). Estos materiales pertenecen a las **Formaciones Adraén-Bona** definidas por Mey et al. (1968). Su edad es Santoniense-Maastrichtiense y presenta dos ciclos evolutivos (uno transgresivo y otro regresivo) en los que se distinguen cinco unidades litoestratigráficas dentro de un ambiente de plataforma (Arqued et al., 1986; Lobato y Meléndez, 1988). La primera unidad corresponde a facies de conglomerados y areniscas de cantos silíceos, que pasa gradualmente a calizas bioconstruidas (segunda unidad). Entre las dos conforman una potencia de 40 m. Una tercera unidad se representa con calcarenitas rojas con miliólidos, briozoos y otros bioclastos y en conjunto con una potencia de 20-25 m. La cuarta unidad, de unos 30 m, está formada por una alternancia de secuencias de margas negras y calizas bioclásticas bioturbadas. La última unidad está caracterizada por 50 m de calizas y dolomías blanquecinas que en la vertical gradan hacia las facies Garumn (Millán, 1996). Existe un progresivo adelgazamiento en la porción meridional del anticlinal de Guara (sector oriental de las Sierras) y un cambio de facies que se detecta en el extremo O de la zona, que pasan a facies transicionales en las que se han reconocido restos de dinosaurios (Canudo et al., 2010).

Paleoceno: Este periodo se incluye en la **Formación Tremp** (Mey et al., 1968), que se representa por las facies Garumn o Garumniense (Leymerie, 1865). Dichas facies comprenden materiales continentales con arcillas rojas de gran continuidad lateral e intercalaciones de calizas lacustres y areniscas (ITGE, 1992). El espesor de la unidad en la zona oscila entre los 50 y los 100 m. Las facies Garumn de las Sierras Exteriores fueron originalmente reconocidas por Mallada (1878) y Selzer (1934-1948). La presencia de abundantes tramos arcillosos muy continuos favorecen el desarrollo de superficies de despegue de cabalgamientos al igual que en las facies Keuper (Millán, 1996).

Eoceno: El Eoceno marino está principalmente representado por las calizas de plataforma de la **Formación Guara** (Puidefàbregas, 1975) y por los de plataforma externa y de prodelta de la **Formación Arguis**. El Eoceno transicional está definido por las facies deltaicas proximales integradas en la **Formación Belsué-Atarés** (Millán, 1996).

La **Formación Guara** está formada por sedimentos carbonáticos y terrígenos depositados en el margen distal de la cuenca, según un contexto de plataforma poco profunda. La unidad es transgresiva y descansa sobre una superficie erosiva que afecta a las facies Garumn (Canudo et al., 1991; Samsó et al., 1994). La potencia de esta unidad es muy variable, debido a que el inicio de la estructuración de las Sierras Exteriores coincide con la sedimentación de la Formación Guara (Millán, 1996). De acuerdo a su litología, contenido fósil y la disposición secuencial, se reconocen tres subunidades (Samsó et al., 1994). La subunidad Guara inferior se caracteriza principalmente por la abundancia de materiales siliciclásticos, llegando a formar niveles básicamente arenosos (ambiente continental-costero). La subunidad Guara media se caracteriza por presentar materiales carbonatados con grandes acumulaciones de macroforaminíferos (ambiente marino de plataforma abierta). La subunidad Guara superior se caracteriza por presentar importantes acumulaciones de calizas bioclásticas con *Nummulites* y bancos de estos foraminíferos (ITGE, 1992). Su límite superior corresponde a una superficie de inundación seguida por el soterramiento de la plataforma carbonatada por las margas grises de la formación superior dispuestas en onlap.

La **Formación Arguis** (Puidefàbregas, 1975) está formada por grandes paquetes de margas grises con algunas intercalaciones de limos. Millán et al. (1994) distinguieron cuatro secuencias de depósito: 1-margas azules y margas arenosas con glauconita, 2-plataforma de Briozoos, 3-plataforma de pectínidos y 4-plataforma siliciclástica y de corales. Su espesor es muy variable, sus máximos se encuentran en las charnelas de los sinclinales y la serie se condensa a unas decenas de metros o desaparece en las charnelas de los anticlinales (Rodríguez-Pintó, 2013).

La **Formación Belsué-Atarés** consiste en alternancias de niveles de lutitas y margas con canales de areniscas de gran continuidad lateral. Esta formación comprende los materiales depositados en ambientes deltaicos. Según Puidefàbregas (1975) existe un paso lateral completo de la Formación Campodarbe (fluvial) a la Formación Belsué-Atarés (deltaico) y a la Formación Arguis (margas de plataforma marina) en una dirección E a O.

Oligoceno-Mioceno: El Terciario continental en las Sierras Exteriores está representado por los sedimentos de la **Formación Campodarbe** (Puidefàbregas, 1975). Esta formación engloba diversos ambientes continentales en los que predominan las facies de areniscas y lutitas rojas, localmente relacionados con importantes masas de conglomerados (Millán, 1996). Presenta una mayor potencia entre todas las unidades litoestratigráficas de las Sierras Exteriores, engrosándose hacia el N y de E a O.

Sobre la **Formación Campodarbe** se depositan dos secuencias molásicas adicionales: La **Formación Uncastillo** (Soler y Puidefàbregas, 1970) o la **Formación Sariñena** (Quitantes, 1969) en la cuenca del Ebro y la **Formación Bernués** (Soler y Puidefàbregas, 1970) en el sinclinorio del Guarga. En todas ellas se reconocen dispositivos sintectónicos (Millán, 2006). La **Formación Uncastillo** está formada por conglomerados calcáreos, areniscas y limos de un medio de abanicos aluviales. Rodea el borde sur de las Sierras Exteriores y es contemporánea con los últimos episodios compresivos (McElroy, 1990; Millán, et al., 1995).

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE DETALLE

El manantial de Fuenmayor se encuentra en el arranque de un glacis del Somontano oscense dominado principalmente por el Frente de Cabalgamiento Surpirenaico (FCS). Los materiales aflorantes en este sector son los conglomerados, areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo (Mioceno), las areniscas y lutitas de la Formación Belsué-Atarés (Eoceno), las margas grises de la Formación Arguis (Eoceno), las calizas bioclásticas y calcarenitas de la Formación Calizas de Guara (Eoceno), las arcillas rojas y calizas lacustres de la Formación Tremp (facies Garumn), las calizas micríticas y bioclásticas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) y las arcillas, calizas y dolomías tableadas de la Formación Pont de Suert (Triásico) (Figura 2.2).

A pesar de tener un buen conocimiento de la geología y estructura de las Sierras Exteriores, no existe un estudio específico en el entorno del manantial de Fuenmayor. Por esto, se ha realizado una cartografía geológica de detalle a escala 1:30.000 y nuevos cortes geológicos a partir de la cartografía geológica 1:50.000 de la serie Magna (ITGE, 1992), así como de las aportaciones de Millán (1996) y de los datos e información recopilada en campo

(principalmente nuevas medidas de dirección y buzamiento en materiales miocenos, eocenos y cretácicos).

Como se puede observar en la figura 2.3, la estructura geológica, en el entorno del manantial de Fuenmayor, está dominada por el FCS, cuya terminación permanece en esta zona bajo la superficie sin llegar a aflorar (Millán, 1996). Otras de las estructuras más importantes son los retrocabalgamientos asociados de Cuello Bail (RCB) y de San Julián (RSJ) y los cabalgamientos posteriores de Collicierco (CC) y Santo Domingo-Guara (CDG). La lámina de cabalgamiento independizada por estas estructuras es la lámina de San Julián (Millán, 1996).

El frente de cabalgamiento presenta un anticlinal de bloque superior que hacia el E se convierte en el retrocabalgamiento de San Julián y hacia el Oeste queda cubierto por los materiales miocenos de la Formación Uncastillo. Bajo estos materiales no se puede seguir la continuidad de dicho anticlinal, pero es posible que siga la dirección que muestra en afloramiento hasta ir a encontrarse bajo el cabalgamiento de Santo Domingo-Guara (Figura 2.3).

Tanto el retrocabalgamiento de San Julián como el de Cuello Bail presentan trazas onduladas en planta y sus planos de cabalgamiento son muy verticales. Todo esto indica que la zona estuvo sometida a esfuerzos compresivos posteriores al emplazamiento de las estructuras (Millán, 1996).

Paralelo al cabalgamiento de Santo Domingo-Guara y varios kilómetros al O se identifica por prospección geofísica una pequeña lámina de cabalgamiento que permanece cubierta por los materiales miocenos (Millán 1996) que se le ha dado el nombre de lámina de Sto. Domingo-Guara. No hay información en superficie sobre la continuidad de dicha lámina, con lo que es posible que continúe paralelamente al cabalgamiento, cerrándose cuando la estructura comienza a verger como resultado del retrocabalgamiento de Cuello Bail (Figura 2.3). Existe un pequeño anticlinal en la Formación Uncastillo de traza paralela a la del cabalgamiento de Santo Domingo-Guara que es posible que esté relacionado con la presencia de esta lámina.

En la presente tesis doctoral se han realizado nuevos cortes geológicos cuya situación se muestra en la figura 2.4. La serie de cortes realizados han dado una visión tridimensional de la estructura geológica. La información que reflejan proviene de diversas fuentes como son: la cartografía geológica actualizada y las observaciones de campo, así como la bibliografía previa (ITGE, 1992; Millán, 1996; Calvo, 2012) y tres sondeos ubicados en la zona (CHE). También se han adaptado dos cortes provenientes de Millán (1996) y los cortes 1-1', 2-2' y 3-3' se han basado en la estructura del corte IV-IV' del mismo autor.

El **corte 1-1'** se ha realizado perpendicular al retrocabalgamiento de Cuello Bail (RCB) y pasa por el sondeo del piezómetro (2911-7-0012) (Figura 2.5). El corte proporciona información de la lámina de San Julián, pero apenas corta los materiales que quedan más allá del retrocabalgamiento. La estructura principal es el cabalgamiento frontal surpirenaico (CFS), que desplaza los materiales hacia el SO sin que su plano llegue a aflorar en superficie. Asociado a dicho cabalgamiento se encuentran el retrocabalgamiento de Cuello Bail (RCB), que aflora en el NE del corte, y el retrocabalgamiento de San Julián (RSJ), que no llega a aflorar y está asociado al pliegue anticlinal de bloque superior del cabalgamiento principal. La traza de dichos planos de cabalgamiento viene determinada por la geofísica (Querol-Muller, 1990; Millán, 1996). Al

SO del frente de cabalgamiento se encuentran los materiales detríticos miocenos autóctonos de la Depresión del Ebro, atribuidos a la Formación Uncastillo.

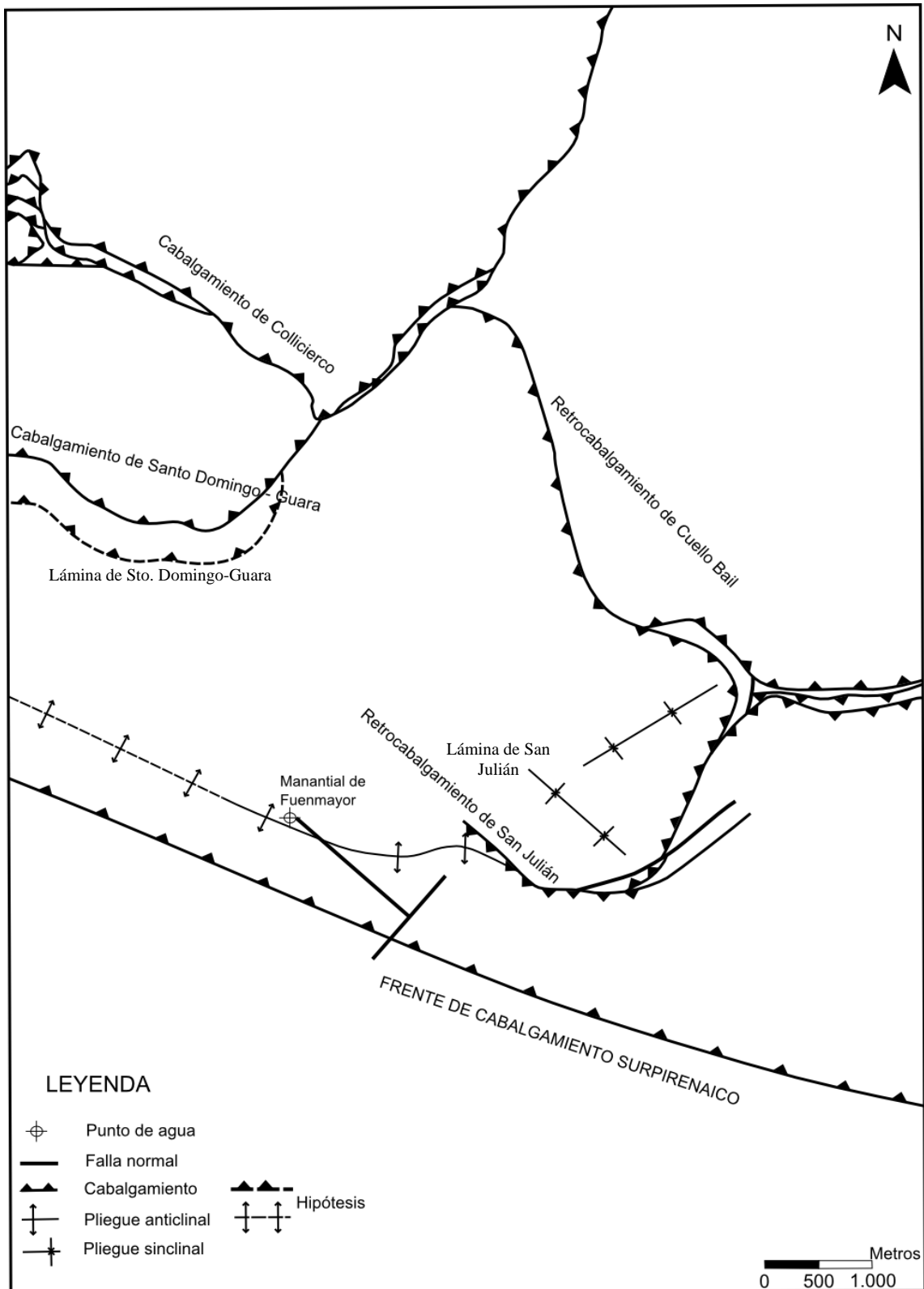


Figura 2.3: Esquema de las estructuras geológicas existentes en el área de estudio. Las estructuras presentadas en líneas discontinuas son interpretaciones teniendo en cuenta el contexto estructural regional.

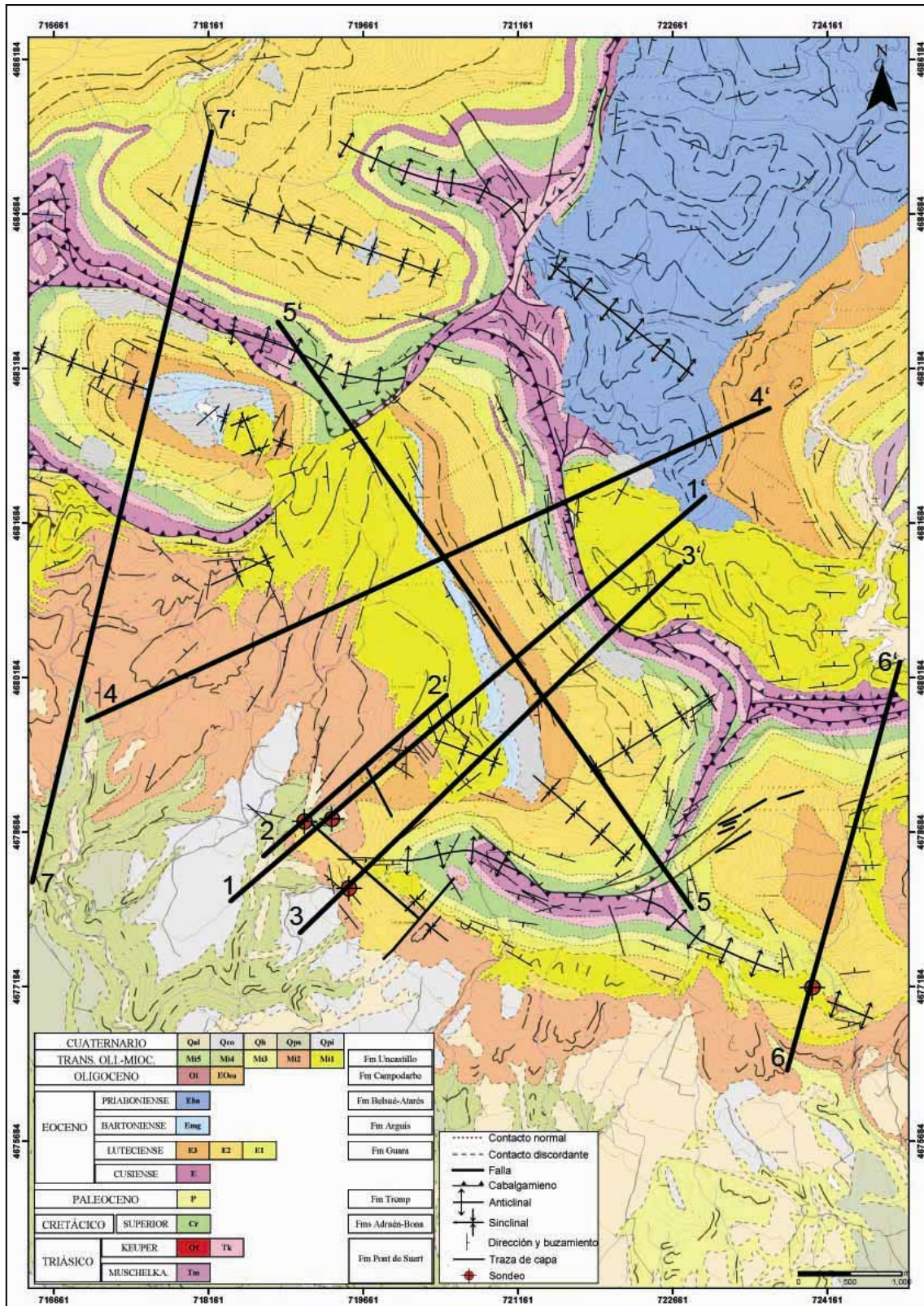


Figura 2.4: Mapa geológico actualizado 1:30.000 y situación de los cortes geológicos.

Como apoyo, el sondeo (2911-7-0012), realizado en 1996 por la SGOP, muestra 237 m de materiales detríticos correspondientes también a la Formación Uncastillo. Estos datos indican un importante hundimiento debido a una falla normal señalada en la cartografía (Millán, 1996).

No se llega a cortar el contacto entre dichos materiales y las calizas de Guara que están por debajo, por lo que el contacto señalado en el corte debe ser considerado una hipótesis.

Los datos geofísicos indican importantes cambios de espesor en los materiales Triásicos (Millán 1996, Querol-Muller, 1990), sin poderse especificar si dichos cambios de espesor se manifiestan en el Keuper o en el tramo evaporítico del Muschelkalk. En este corte (y en los siguientes) dicho cambio de espesor se ha asociado al Muschelkalk medio (M-II), al estar en este tramo el nivel de despegue de toda la estructura.

Por otro lado, debido a la escasa información del subsuelo en el sector de Ciano, no es posible conocer el espesor de las margas y limos de la Formación Arguis al estar mayoritariamente cubiertas por depósitos cuaternarios. Es decir, en todos los cortes, se ha asumido hipotéticamente el espesor y la continuidad del nivel de margas por debajo del contacto discordante con la Formación Uncastillo.

El **corte 2-2'** es paralelo al corte 1-1' y pasa por el manantial de Fuenmayor mostrando la situación en las proximidades de dicho manantial (Figura 2.5). En él se muestra una situación similar a la del corte 1-1'. Los materiales miocenos tienen continuidad sobre todo el corte. El emplazamiento del manantial coincide con la situación de la falla normal subparalela al cabalgamiento frontal surpirenaico (Millán, 1996), que pone en contacto las areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo (Mioceno) con las calizas de la Formación Guara (Eoceno).

El **corte 3-3'** también es perpendicular al retrocabalgamiento de Cuello Bail (Figura 2.4) y, en este caso, pasa por el sondeo de la Pirotecnica (2911-7-0013) (Figura 2.5). El corte permite apreciar las variaciones laterales en el entorno del manantial de Fuenmayor así como la posible área de recarga de dicho manantial.

El sondeo de la Pirotecnica corta los materiales cabalgantes (calizas de la Formación Guara) durante unos pocos metros pasando a continuación a los materiales autóctonos de la depresión del Ebro (Formación Uncastillo), marcando claramente la posición del plano de cabalgamiento surpirenaico.

El **corte 4-4'** es una modificación del corte III-III' presente en Millán, 1996. La traza es perpendicular al retrocabalgamiento de Cuello Bail, situándose al N de los cortes 1-1', 2-2' y 3-3' (Figura 2.4).

Según la figura original de Millán (1996), las capas en la mitad O del corte se encuentran aparentemente subhorizontales, plegándose hacia el E en una sinforma por la acción del retrocabalgamiento de Cuello Bail. Sin embargo, en la presente interpretación, el anticlinal de bloque superior presente en 1-1' y 3-3' se mantendría con similar dirección hasta chocar con el cabalgamiento de Santo Domingo-Guara. No hay información sobre la situación exacta del anticlinal, con lo que la traza en el corte es aproximada (Figura 2.6).

El **corte 5-5'** corta aproximadamente perpendicular a los cortes 1-1', 3-3' y 4-4', atravesando tanto el cabalgamiento de Collicierco como el retrocabalgamiento de Cuello Bail (Figura 2.4). Al ser básicamente paralelo a la estructura principal presenta muchas capas subhorizontales y no aporta mucha información, aunque complementa los cortes anteriores.

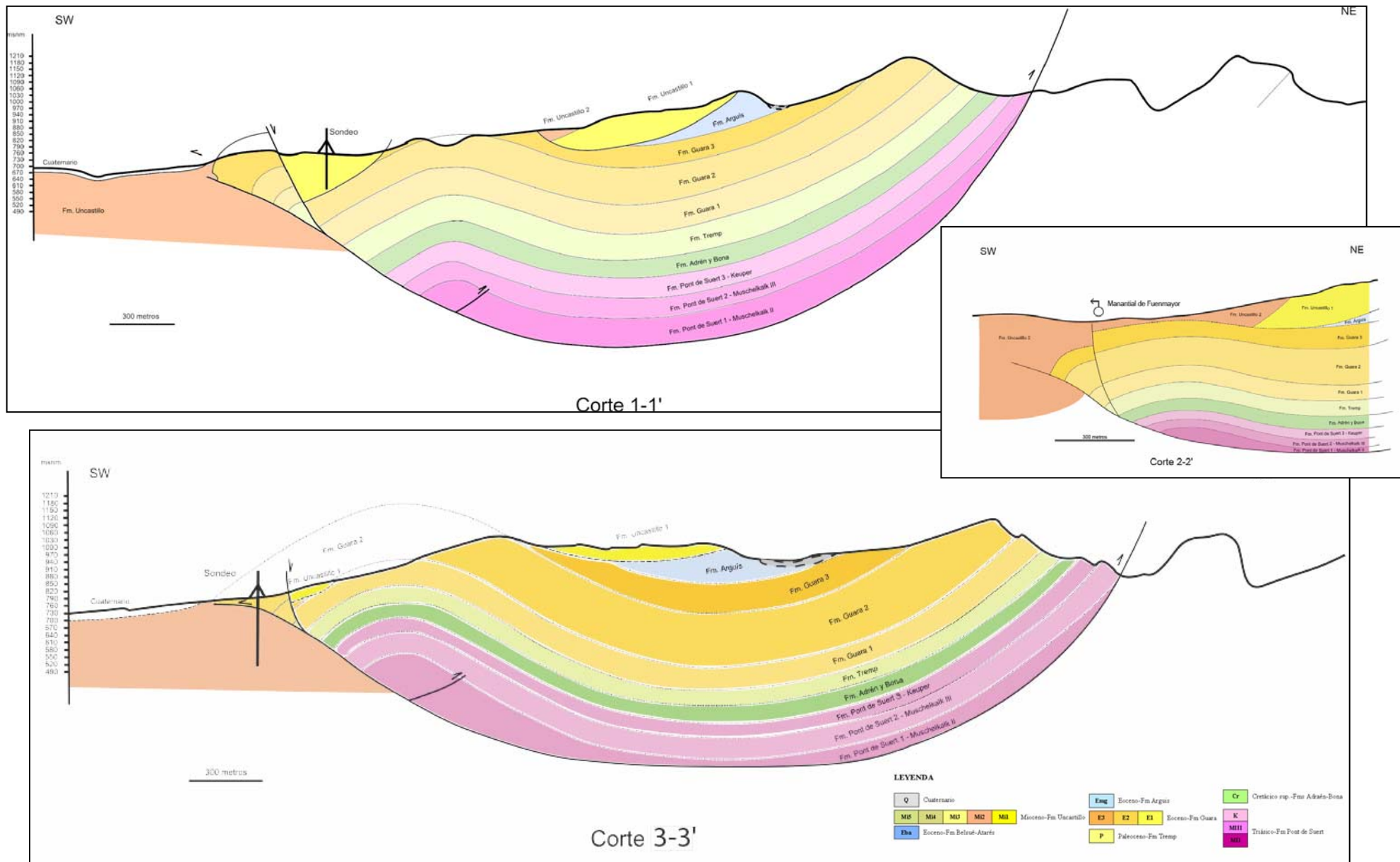
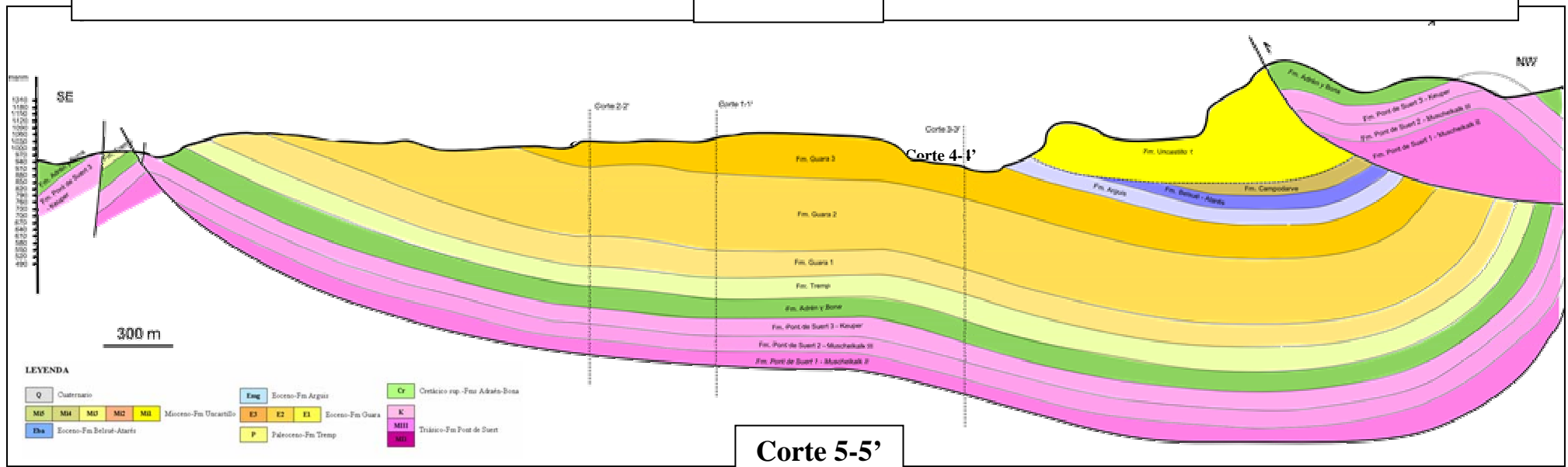
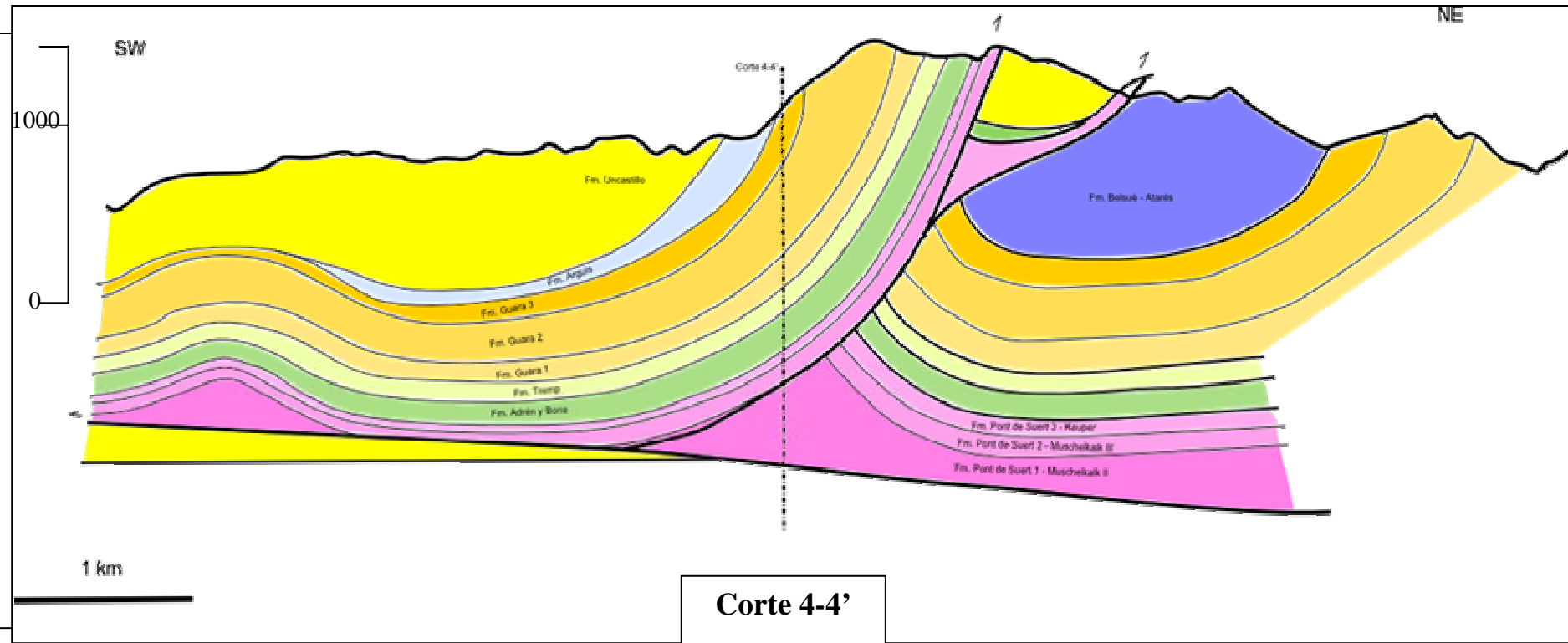


Figura 2.5: Cortes geológicas 1-1', 2-2' y 3-3'.



LEENDA

<p>Q Cuaternario</p> <p>MU MI MD MC MI Mioceno-Fm Urcastillo</p> <p>Eus Eoceno-Fm Belsub-Ataris</p>	<p>Eng Eoceno-Fm Argos</p> <p>E3 E2 E1 Eoceno-Fm Guara</p> <p>P Paleoceno-Fm Triamp</p>	<p>Cr Cretacico sup.-Fm Adrin y Bona</p> <p>K MIH MII Triacico-Fm Pont de Suerit</p>
--	--	--

Figura 2.6: Cortes geológicos 4-4' y 5-5'.

En este corte se aprecia una cierta profundización de la estructura hacia el NO. Dicha profundización se ve acentuada aproximadamente en la mitad de la estructura, donde un cambio de buzamiento aparente hace que las capas dejen de estar subhorizontales. El punto aproximado donde se produce dicha variación de buzamiento coincide con una divisoria de aguas topográfica menor (Figura 2.6).

Como se ha señalado en la descripción del corte 1-1', hay importantes cambios de espesores atribuidos al tramo evaporítico del Muschelkalk, de naturaleza dúctil, como se puede ver en la interpretación de este corte.

Los cortes 6-6' y 7-7' se encuentran alejados de las principales estructuras de la zona pero se han introducido para enmarcar mejor la compleja geología de este entorno.

El **corte 6-6'** se encuentra fuera de la influencia de los retrocabalgamientos e incluye el sondeo de Vadiello (2911-7-0026) (Figura 2.7). La estructura presenta un anticlinal cuya charnela coincidiría aproximadamente con el sondeo. Hacia el N los materiales permanecen subhorizontales con algunos pequeños cambios de buzamiento hasta llegar al sistema de retrocabalgamientos que limita esa lámina de cabalgamiento, donde los materiales afloran en superficie. Hacia el S del sondeo se encuentra el frente de cabalgamiento, pero con los datos actuales no es posible precisar su situación exacta.

El **corte 7-7'** es una modificación del corte V-V' presente en Millán (1996). Su traza es perpendicular a la estructura general pirenaica, aproximadamente N-S (Figura 2.7), y proporciona una visión general de las diversas estructuras de la zona. En él se observa el cabalgamiento frontal surpirenaico (CFS) con la lámina de cabalgamiento de San Julián asociada, así como los cabalgamientos de Santo Domingo-Guara y Collicierco (Figura 2.3).

Finalmente, con la actualización de la cartografía y los nuevos cortes geológicos, es posible decir que, la estructura geológica en el entorno del manantial de Fuenmayor está dominada por el frente de cabalgamiento surpirenaico. Asociados a este se encuentran, al E y al S respectivamente, los retrocabalgamientos de Cuello Bail y San Julián, y un anticlinal de bloque superior. La lámina de cabalgamiento queda delimitada al N por el cabalgamiento de Santo Domingo-Guara, que no está directamente asociada al cabalgamiento frontal surpirenaico. Los materiales aflorantes en este entorno son las calizas de la Fm. Guara (Eoceno) y las calizas de la Fm. Adraén y Bona (Cretácico superior) que limitan al N, E y S con las arcillas y yesos de la Formación Pont de Suert (Triásico). Al oeste afloran las margas y limos de la Fm. Arguis, discordantes con los conglomerados de la Fm. Uncastillo (Mioceno).

La estructura en el sector oeste es más compleja debido a que el anticlinal de bloque superior, asociado al frente de cabalgamiento surpirenaico, queda cubierto por los materiales miocenos (Fm. Uncastillo). A pesar de esto, parece posible intuir que el anticlinal continúa paralelo al cabalgamiento, al menos durante algunos centenares de metros. Basándose en esta hipótesis se puede asumir que el anticlinal constituye un cierre occidental al flujo subterráneo, contribuyendo a conducir el agua subterránea en dirección al manantial de Fuenmayor.

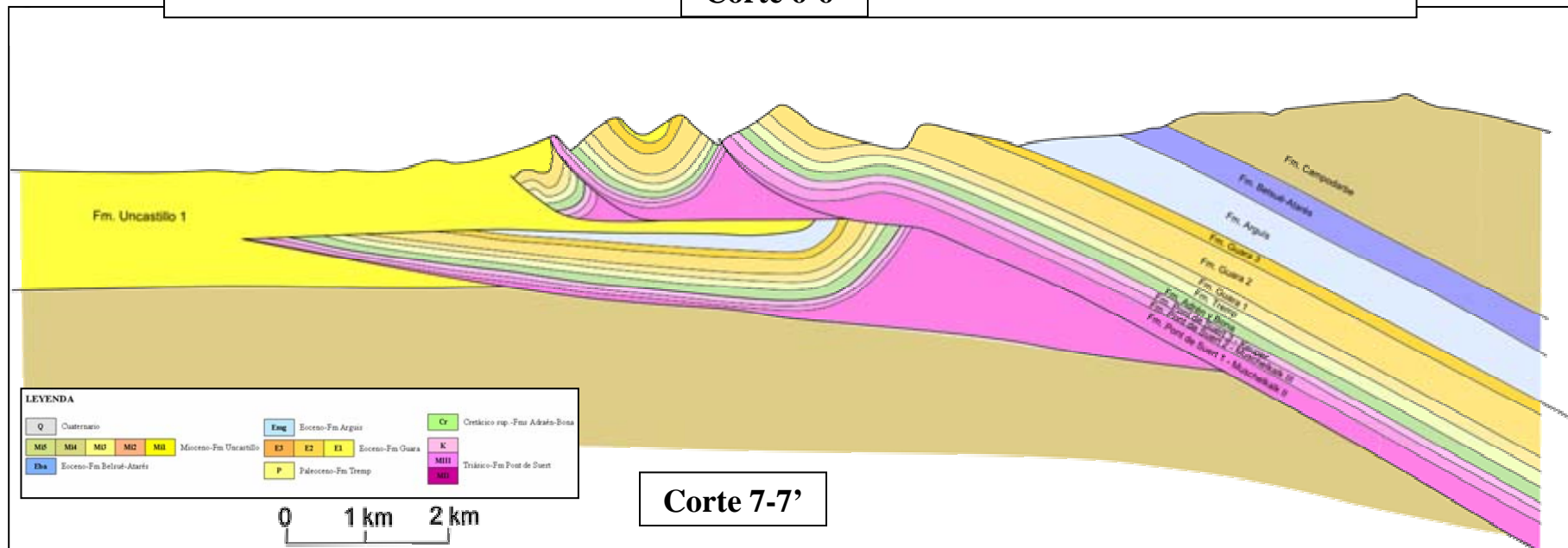
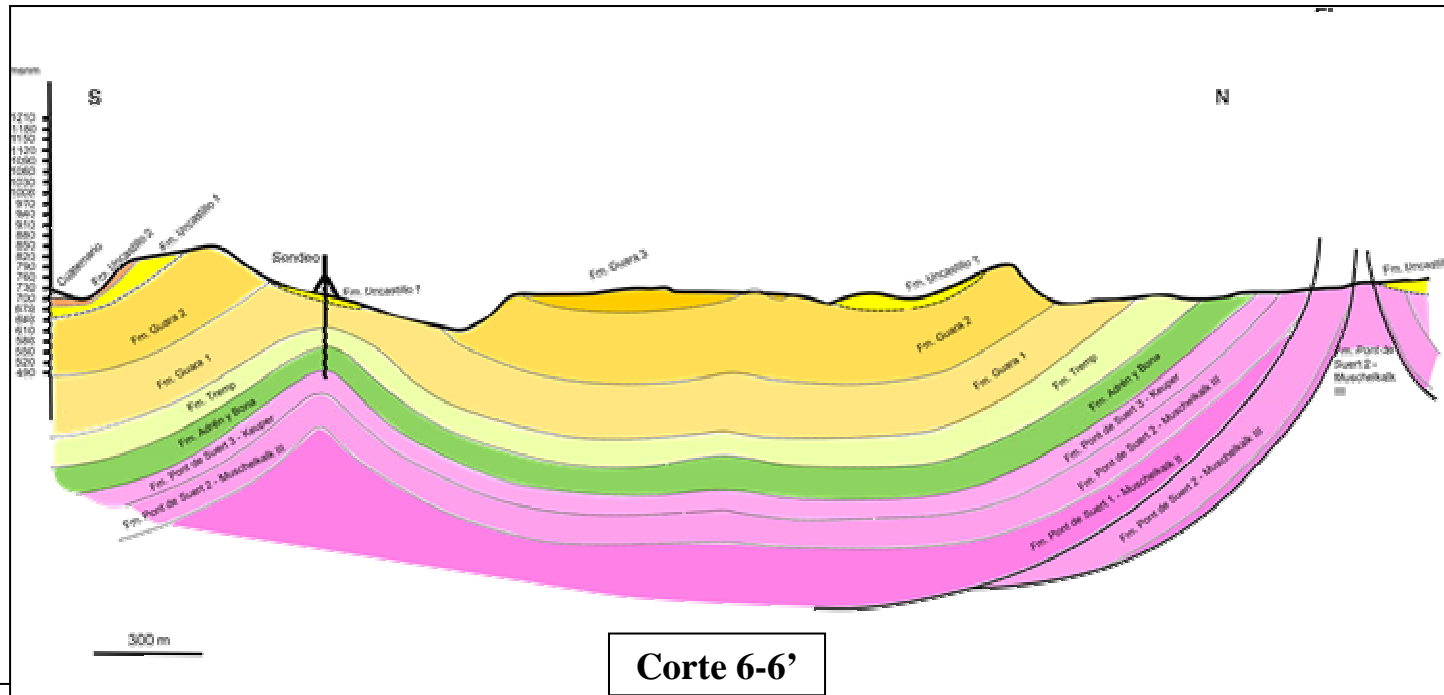


Figura 2.7: Cortes geológicos 6-6' y 7-7'.

Por otro lado, los esfuerzos tardíos que deformaron las estructuras podrían ser la causa del cambio de direcciones de buzamiento que experimentan los materiales en la zona central del retrocabalgamiento de Cuello Bail (Figura 2.6-corte 5-5'). Dicho cambio de dirección separa una zona cuyo buzamiento general está orientado hacia el manantial de Fuenmayor, de otra, donde está orientado hacia el O, en dirección al río Flumen.

Por último, es importante señalar que el emplazamiento del manantial de Fuenmayor coincide con una falla normal subparalela al cabalgamiento frontal surpirenaico, que pone en contacto las areniscas y lutitas de la Fm. Uncastillo (Mioceno) con las calizas de la Fm. Guara (Eoceno).

2.4 ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN

Con cierta frecuencia aparece en la literatura hidrogeológica de acuíferos kársticos la afirmación de que las direcciones preferenciales de circulación subterránea se corresponde con las de fracturación visible en superficie o fracturas de tensión. A partir de esto, numerosos estudios han puesto de manifiesto la importancia de la fracturación en el desarrollo del karst (Grillot, 1979; López Chicano, 1992; Andreo et al., 1997; Liñán, 2005; Goldscheider et al., 2007, entre otros).

Las fracturas condicionan fuertemente la permeabilidad de los macizos kársticos, constituyendo el principal control estructural de los procesos de karstificación. Las direcciones predominantes de fracturación pueden constituir vías preferenciales de infiltración y de circulación del agua, por lo tanto, condicionan la distribución y la formación de las diferentes estructuras de disolución, aunque su influencia depende de la escala que se considere (Liñán, 2005). Las fracturas decimétricas o centimétricas juegan un papel más directo sobre la infiltración del agua meteórica, las fracturas con tamaños decamétrico a kilométrico normalmente condicionan la alineación de algunas formas de absorción, como las dolinas, o constituyen los bordes de otras de mayor rango, como los poljes (Liñán, 2005) y las fracturas plurikilométricas aportan información sobre sistemas regionales de flujo subterráneo (Benavente et al., 1999).

En el marco de esta tesis doctoral se ha realizado por primera vez un análisis de la fracturación en el entorno del manantial de Fuenmayor. Para esto, se decidió realizar un análisis de la fracturación a dos escalas diferentes, por medio de fotografías aéreas y ortofotos (macroescala), y a partir de medidas efectuadas sobre el terreno (mesoescala).

2.4.1 FALLAS MEGASCÓPICAS (MACROESCALA)

La estructura geológica general (Figura 2.3) está dominada por el frente de cabalgamiento surpirenaico, cuya dirección es de aproximadamente N110E (ITGE, 1992; Millán, 1996). Las estructuras asociadas: el anticlinal de bloque superior y el retrocabalgamiento de San Julián así como la falla normal señalada junto al manantial de Fuenmayor también tienen, aproximadamente, la misma dirección. Por último, el retrocabalgamiento de Cuello Bail

presenta una traza ondulada con una dirección de unos N170E en su parte norte y de N110E en su parte sur (Figura 2.8-A).

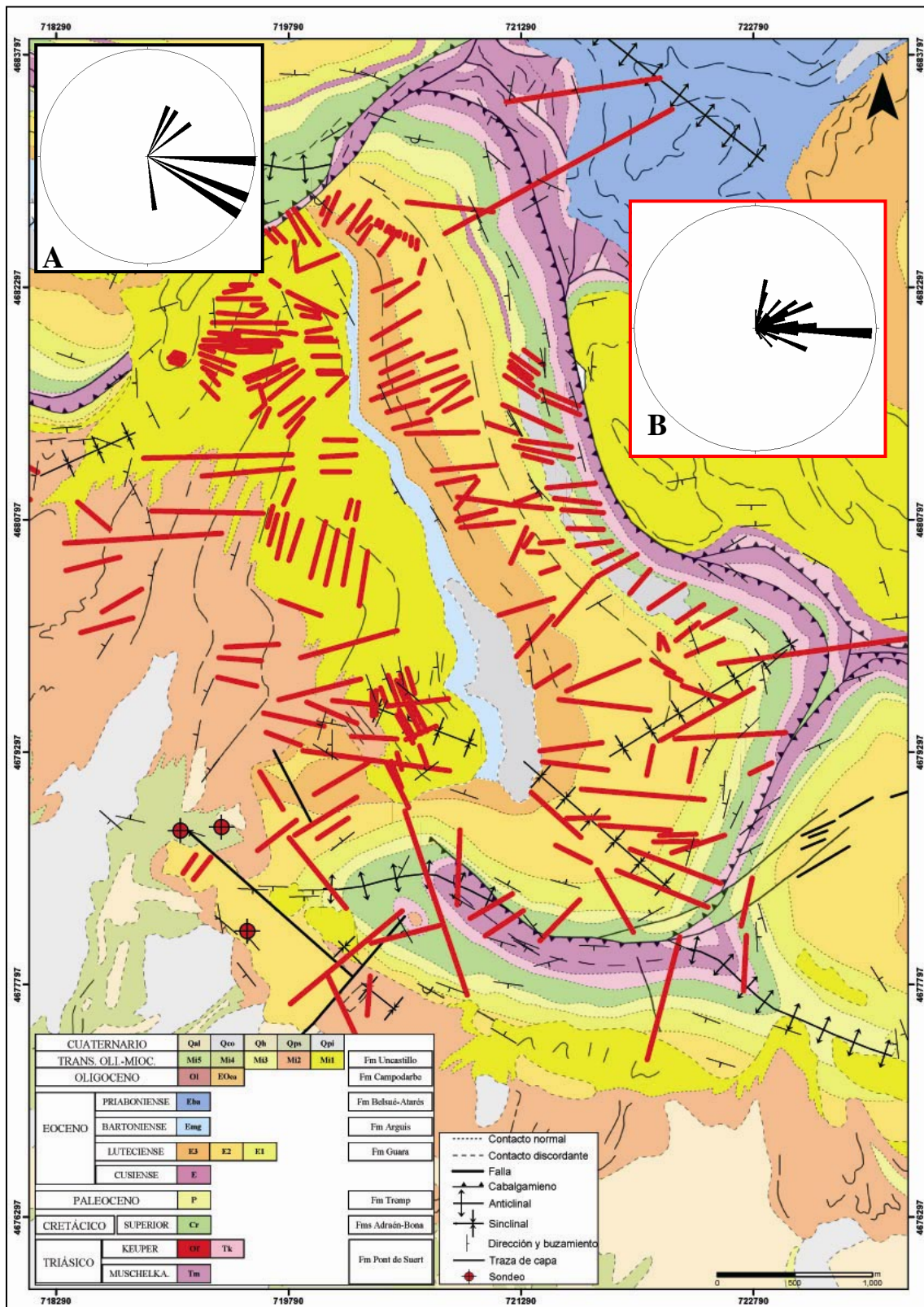


Figura 2.8: Situación de las macrofracturas. A) Diagrama de rosas de los principales accidentes estructurales de la zona. B) Diagrama de rosas de todos los datos de macrofracturación

A partir del estudio de las direcciones preferenciales de las principales estructuras de esta zona se pudo observar, por medio de las fotos aéreas y ortofotos, una intensa macrofracturación de la que se midieron aproximadamente 150 macrofracturas (Figura 2.8). Desde un punto de vista general aparece una clara orientación preferente de las macrofracturas en la dirección N90E, secundada de otras direcciones menores, entre N10E hasta N110E aproximadamente (Figura 2.8-B).

Es posible dividir dichos datos entre macrofracturas en conglomerados y macrofracturas en calizas. Sin embargo, no es posible diferenciar según las formaciones calizas (Formación Adraén y Bona del Cretácico y Formación calizas de Guara del Eoceno) en la que se encuentra cada macrofractura, en parte porque muchas se extienden a través de las dos.

Atendiendo a las macrofracturas medidas en conglomerados (Figura 2.9-1, $n = 75$) se observan dos direcciones preferentes: N90E y N10E aproximadamente. De estas dos direcciones, la de N90E es con mucho la predominante. Observando la situación de las macrofracturas sobre el terreno (Figura 2.8) se ve que las de dirección predominante E-O se disponen en el norte y en el sur de los conglomerados, mientras que las de dirección próxima a N-S se agrupan principalmente en la franja central. En cuanto a las medidas de macroescala realizadas en materiales calizos (Figura 2.9-2, $n = 75$), se observa una mayor dispersión de datos, con una dirección preferente N65E, pero con un abanico de direcciones secundarias importantes entre N0E y N110E. Estudiando su situación sobre la cartografía geológica (Figura 2.8) se aprecia que las macrofracturas en calizas son principalmente subperpendiculares al retrocabalgamiento de Cuello Bail, pudiendo interpretarse la dispersión de los datos observados con la ondulación de la estructura.

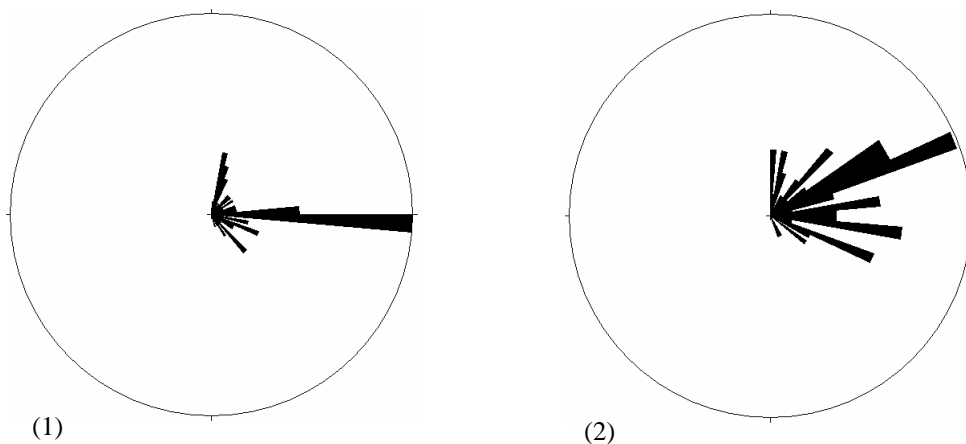


Figura 2.9: Diagrama de rosas de los datos de macrofracturación medidos en conglomerados, $n = 75$ (1) y en calizas, $n = 75$ (2).

2.4.2 FALLAS MESOSCÓPICAS (MESOESCALA)

El estudio realizado a nivel de mesoescala se basa en los datos recogidos en nueve estaciones de medida sobre materiales carbonatados de edad Cretácica (Formación Adraén y Bona) y Eocena (Formación calizas de Guara) (Figura 2.10). En total se han medido unos 350 planos de discontinuidad, incluyendo fracturas y estratificación que se han representado en

diagramas de rosas. En primer lugar, se han considerado los datos de cada una de las estaciones de medida. Después, se han agrupado por la edad de los materiales y finalmente, se han representado el conjunto de todos los datos.

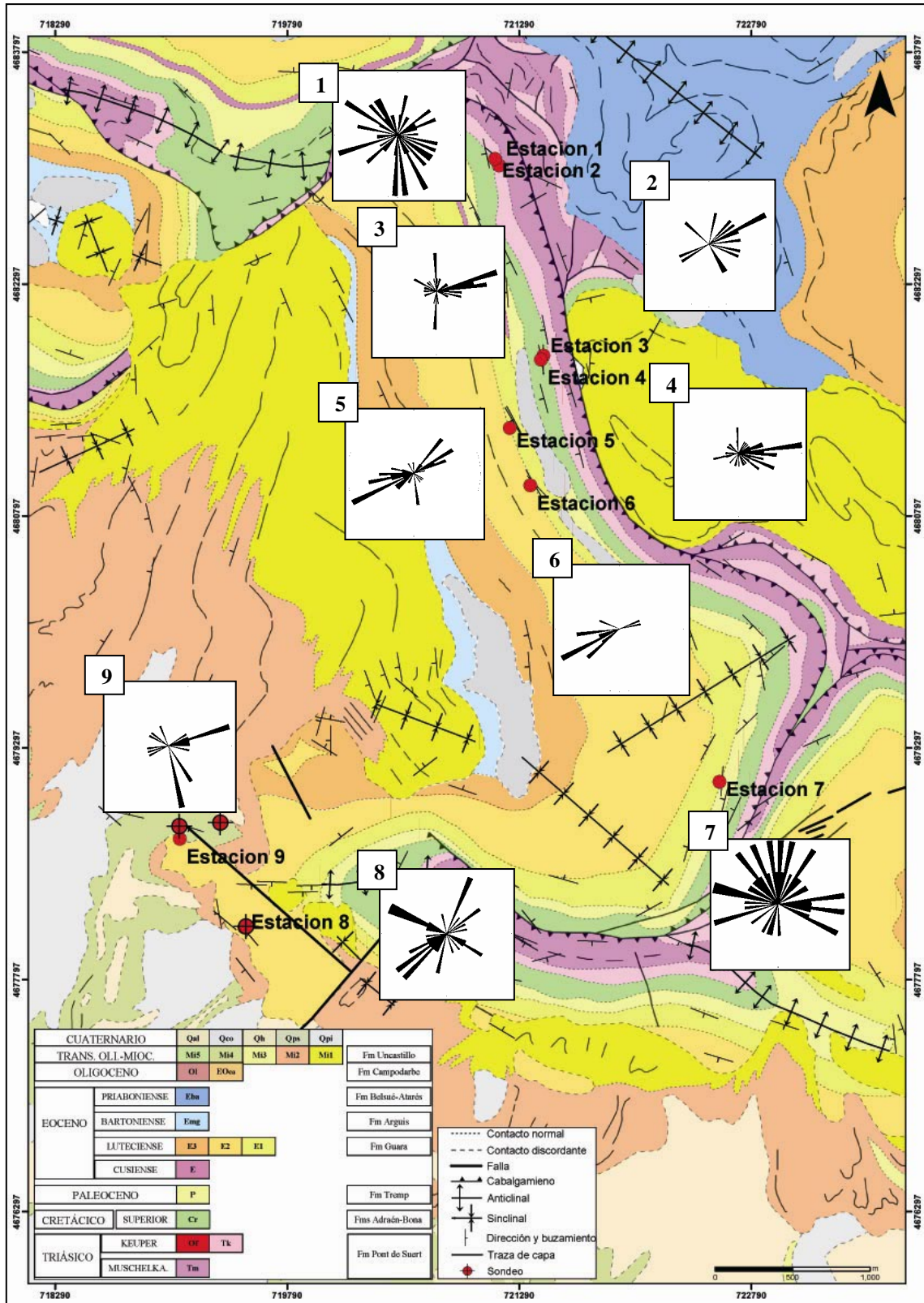


Figura 2.10: Situación de las nueve estaciones de medida de fracturación a mesoescala sobre la cartografía geológica y diagramas de rosas de las 9 estaciones.

La **estación 1** (Figura 2.10-1) representa 60 datos en **Cretácico** Inferior de litología caliza con alto contenido en arena y estratos de potencia decimétrica. Asociada a esta litología aparece una fracturación muy intensa que no da ninguna dirección preferente. La dirección de estratificación es de unos 170, 72O.

La **estación 2** (Figura 2.10-2) consta de 14 datos ubicados en **Cretácico** Superior con menor contenido en arena y estratos de mayor potencia que la estación 1. La fracturación es menos profusa, dando una dirección preferente que es de unos N50E. La dirección de la estratificación está entre 156, 44O y 170, 50O.

La **estación 3** (Figura 2.10-3) consta de 44 datos tomados en **Cretácico** Superior, con alto contenido en arena. La fracturación presenta dos direcciones preferentes. Una de unos N75E y otra aproximadamente N-S. La estratificación está en torno a 000, 70O.

La **estación 4** (Figura 2.10-4) consta de 48 datos tomados en **Cretácico** Superior, con bajo contenido en detríticos. La fracturación presenta una dirección preferente de unos N80E con bastante dispersión. La estratificación está en torno a 170, 67O.

La **estación 5** (Figura 2.10-5) consta de 57 datos tomados en la **Formación calizas de Guara**. La fracturación presenta una dirección preferente de unos N70E con bastante dispersión. También hay una familia de dirección aproximada N170E. La estratificación oscila entre 152, 56O y 162, 53O.

La **estación 6** (Figura 2.10-6) consta de 13 datos tomados en la **Formación calizas de Guara**. La fracturación presenta una dirección preferente de unos N70E. También con bastante dispersión. La estratificación es de unos 150, 35O.

La **estación 7** (Figura 2.10-7) representa 48 datos en la **Formación calizas de Guara**, con una estratificación centimétrica. Debido a la delgada estratificación y a la mala calidad del afloramiento hay una fracturación muy intensa que no da ninguna dirección preferente. La estratificación en esta estación es de unos 010, 59O.

La **estación 8** (Figura 2.10-8) representa 43 datos en la **Formación calizas de Guara**. La zona está afectada por dos familias de fracturación bastante claras, una de aproximadamente N110E y otra más o menos perpendicular, de unos N20E. La estratificación en esta estación es de 129, 29S.

La **estación 9** (Figura 2.10-9) representa 20 datos en la **Formación calizas de Guara**. Al igual que la estación 8, la zona está afectada por dos familias de fracturación bastante claras. En este caso una de aproximadamente N80E y otra perpendicular, de unos N170E. La estratificación en esta estación es de unos 063, 27O.

La gran mayoría de las discontinuidades observadas a mesoescala, en cada una de las estaciones, presentan aperturas muy pequeñas o incluso nulas. Generalmente todos los planos de estratificación aparecen cerrados, presentando incluso estructuras de disolución (estilolitos). En cuanto a las fracturas, hay un importante porcentaje que presentan rellenos arcillosos, pero generalmente las aperturas son de magnitud milimétrica. Escasas fracturas presentan aperturas centimétricas.

Al analizar cada estación por separado, se ha observado que tanto la estación 1 como la estación 7 presentan datos poco representativos por la litología de los materiales y/o por las condiciones de los afloramientos. Por ello no se han tenido en cuenta al elaborar los gráficos de conjunto.

Las medidas se han agrupado por la edad de los materiales. En los datos de fracturación medidos sobre materiales cretácicos (Formación Adraén y Bona, 106 datos) se aprecia una dirección predominante de aproximadamente N80E y otras direcciones menores de NOE y entre N70E y N110E aproximadamente (Figura 2.11-1). En los datos de fracturación medidos sobre los materiales eocenos (Formación calizas de Guara, 128 datos) se aprecia una clara dirección de fracturación correspondiente con la dirección N60E. En torno a esta familia predominante hay una gran dispersión de familias menores que incluyen, prácticamente, todas las direcciones (Figura 2.11-2).

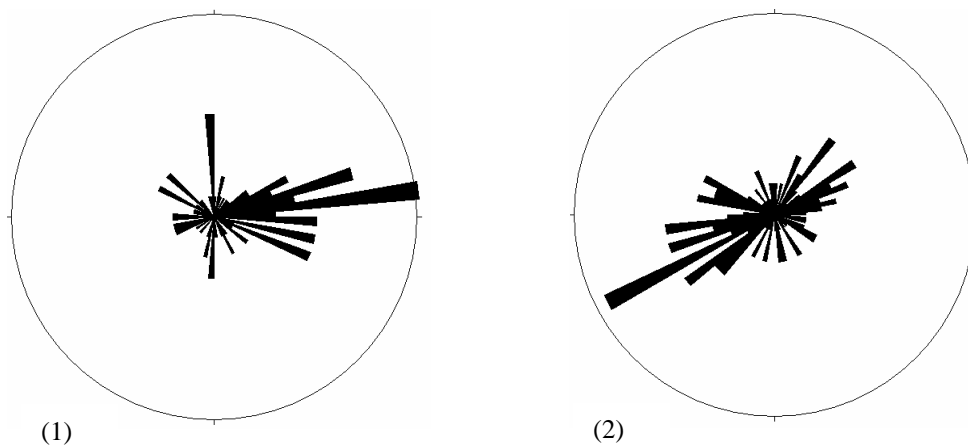


Figura 2.11: Diagrama de rosas de los datos de fracturación medidos a mesoescala sobre las calizas del Cretácico (1) y las calizas de la Fm. Guara (Eoceno) (2).

Por último, se han teniendo en cuenta todos los datos de dirección en conjunto (Figura 2.12). Se observa que las familias de fracturación se agrupan entre las direcciones de N60E y N90E, siendo subperpendiculares a la estructura compresiva dominante en la zona de estudio que son: el cabalgamiento surpirenaico y el retrocabalgamiento asociado de Cuello Bail. Sin embargo hay una cierta dispersión de los datos correspondiente con familias menores de fracturas en prácticamente todas las direcciones.

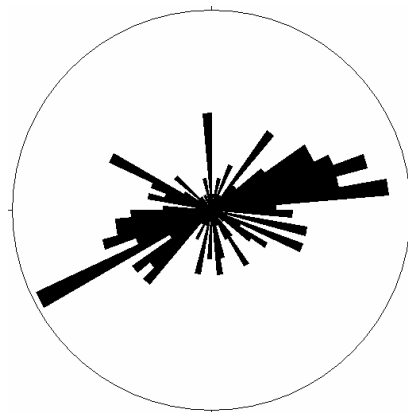


Figura 2.12: Diagrama de rosas de todos los datos de fracturación medidos a mesoescala.

El análisis de la fracturación, tanto a macro como a mesoescala, indica una dirección preferente subperpendicular a las estructuras principales. Que los materiales posteriores al emplazamiento de las estructuras estén afectados por dichas fracturas es coherente con los retrocabalgamientos verticalizados (Cuello Bail, San Julián). Básicamente todo ello indica que la zona estuvo afectada por esfuerzos compresivos posteriores a la acción de los cabalgamientos principales.

En general, las fracturas medidas a nivel de mesoescala presentan poca apertura. A pesar de esto, el alto grado de fracturación en esta zona juega un papel importante ya que facilita la infiltración del agua meteórica. Por otro lado, los datos de macroescala representan fracturas de mayor entidad, que unido a la clara presencia de direcciones preferenciales indican una cierta continuidad en profundidad y, por tanto, la circulación de agua (infiltración rápida). Además, es importante recordar que las juntas de estratificación también juegan un papel importante en el desarrollo del karst. Por esto, parece posible indicar que la dirección preferencial de flujo en el acuífero de Fuenmayor estará marcada por la estratificación de las capas que conforman las calizas de la Formación Adraén-Bona (Cretácico) y Formación Guara (Eoceno) (Figuras 2.5 y 2.6) y por las direcciones subperpendiculares de la fracturación a las estructuras principales.

2.5 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

El conocimiento de algunos aspectos geomorfológicos del terreno como su pendiente, la red de drenaje y la presencia de formas kársticas ayudan a comprender aspectos relacionados con el funcionamiento hidrogeológico y la recarga de los acuíferos en general y carbonáticos en particular (Martos, 2008). Por esto, se ha realizado una descripción de las características del relieve y del modelado kárstico en el entorno del manantial de Fuenmayor.

2.5.1 EL RELIEVE

Las sierras que conforman el Prepirineo aragonés (Sierra de Guara y adyacentes) son alineaciones montañosas de dirección preferente ONO-ESE, con inflexiones intermedias N-S y con una cota elevada, entre los 1400-2000 m. El almacén principal de estas sierras está constituido por materiales carbonatados, concretamente por la Formación Calizas de Guara (Eoceno) y calizas de la Formación Adraén-Bona (Cretácico superior). El diferente comportamiento de la litología frente a la erosión hace que los mayores desniveles o áreas más escarpadas se localicen en estas calizas, además de encontrarse en ellas las principales morfologías kársticas. Además, presentan la particularidad de estar compartimentadas en unidades morfoestructurales de menor entidad, gracias a profundos y estrechos cañones que atraviesan ortogonalmente su estructura. Por otro lado, a favor de los materiales más blandos, se excavan las áreas más deprimidas y los valles fluviales (Rodríguez-Vidal, 1986).

La zona de estudio, al SO de la Sierra de Guara, forma parte de uno de esos compartimentos ya que está situada entre el curso fluvial del río Flumen y el río Guatizalema, con dirección N-S, que han dado lugar a una profunda incisión de la red de drenaje en este

entorno (Figura 2.13). Se trata de una superficie pequeña (10-15 km²) pero bastante abrupta. El relieve y control de las vertientes, en el entorno del manantial de Fuenmayor, es estructural, debido a esa rápida incisión fluvial y al dominio de la erosión sobre la acumulación. Este relieve va variando de N a S, siendo el pico de Matapaños (1535 m s.n.m.) y los conglomerados masivos de San Martín (1400 m s.n.m.) las zonas más abruptas, y el manantial de Fuenmayor (708 m s.n.m.) la cota más baja (Figura 2.13).

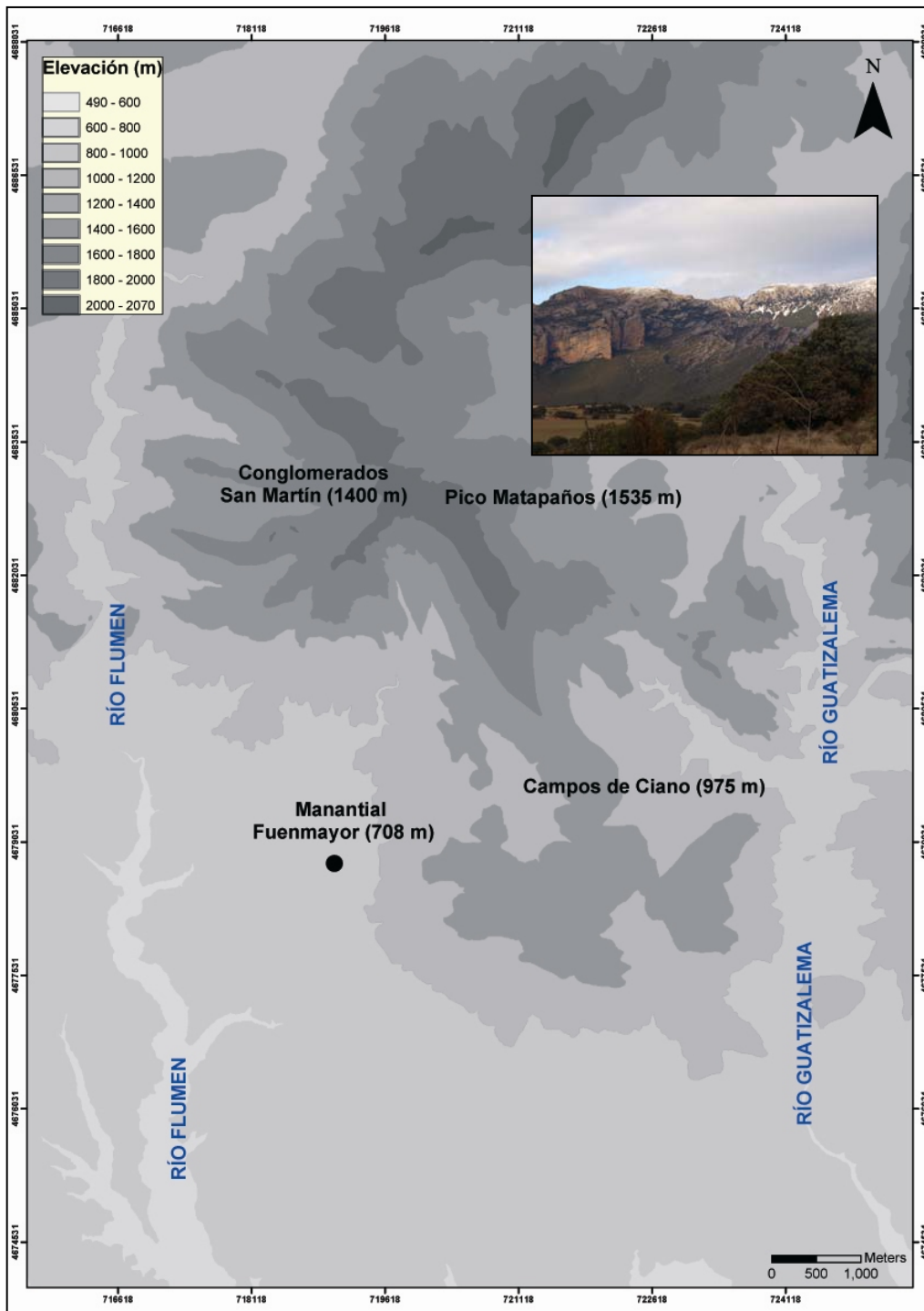


Figura 2.13: Mapa altitudinal en el entorno del manantial de Fuenmayor e imagen de los conglomerados masivos al O y el Pico Matapaños al E.

La pendiente en la vertiente O del pico Matapaños va disminuyendo hasta los campos de Ciano, aproximadamente del 67 al 21 % (Figura 2.14-A). En la vertiente E de este pico la pendiente va aumentando de N a S pasando del 18 al 45% (Figura 2.14-B). Los conglomerados masivos y fracturados, situados al O del pico Matapaños, presentan vertientes verticalizadas. En cambio, la zona centro formada por laderas de conglomerados presenta unas pendientes más suavizadas del 38 % al N, del 10 % en el centro y del 20 % al suroeste del campo de Ciano. Además, a partir de la ruptura de la sierra y en el inicio del piedemonte se depositaron extensas terrazas. La incisión de las mismas dio lugar a la plataforma o también denominados sasos de San Julián de Banzo (ITGE, 1992).



A)

B)

Figura 2.14: A) Vertiente O del pico Matapaños hacia el S. B) Vertiente E del pico Matapaños desde el N.

2.5.2 MODELADO KÁRSTICO

Desde Monegros hasta la frontera francesa existen, en la provincia de Huesca, una amplia variedad de formas y paisajes kársticos de difícil relación por las características tan diferentes que presentan. En el Alto Aragón, los karst más importantes se han desarrollado sobre calizas al igual que sucede con los karst más importantes del planeta (Cuchí et al., 1990).

El mayor desarrollo del karst se produce a favor de zonas con elevadas precipitaciones y cubiertas por suelo sobre calizas de elevada pureza, donde las bajas temperaturas aumentan la disolución y disminuyen la evapotranspiración. En Huesca, el máximo desarrollo y espectacularidad del karst aparece en la zona más elevada de los Pirineos, con precipitaciones superiores a los 2000 mm. En el Prepirineo aragonés, con menores precipitaciones (800-1000 mm), las manifestaciones kársticas más importantes se observan en la Sierra de Guara (Cuchí et al., 1990). En el entorno del manantial de Fuenmayor, a pesar de la litología masiva de calizas, de su potencia, estructura y proximidad a la Sierra de Guara, no se observa un importante desarrollo de formas kársticas.

A partir del mapa geomorfológico realizado por Rodríguez-Vidal (1986) en las Sierras Exteriores, la descripción de las morfologías kársticas en la Sierra de Guara por Cuchí y Sancho (1990), y las observaciones de campo y ortofotos, se ha realizado una descripción de la geomorfología kárstica en el entorno del manantial de Fuenmayor. En la figura 2.15 se muestra un esquema de las formas exteriores e interiores más importantes y se describen a continuación.

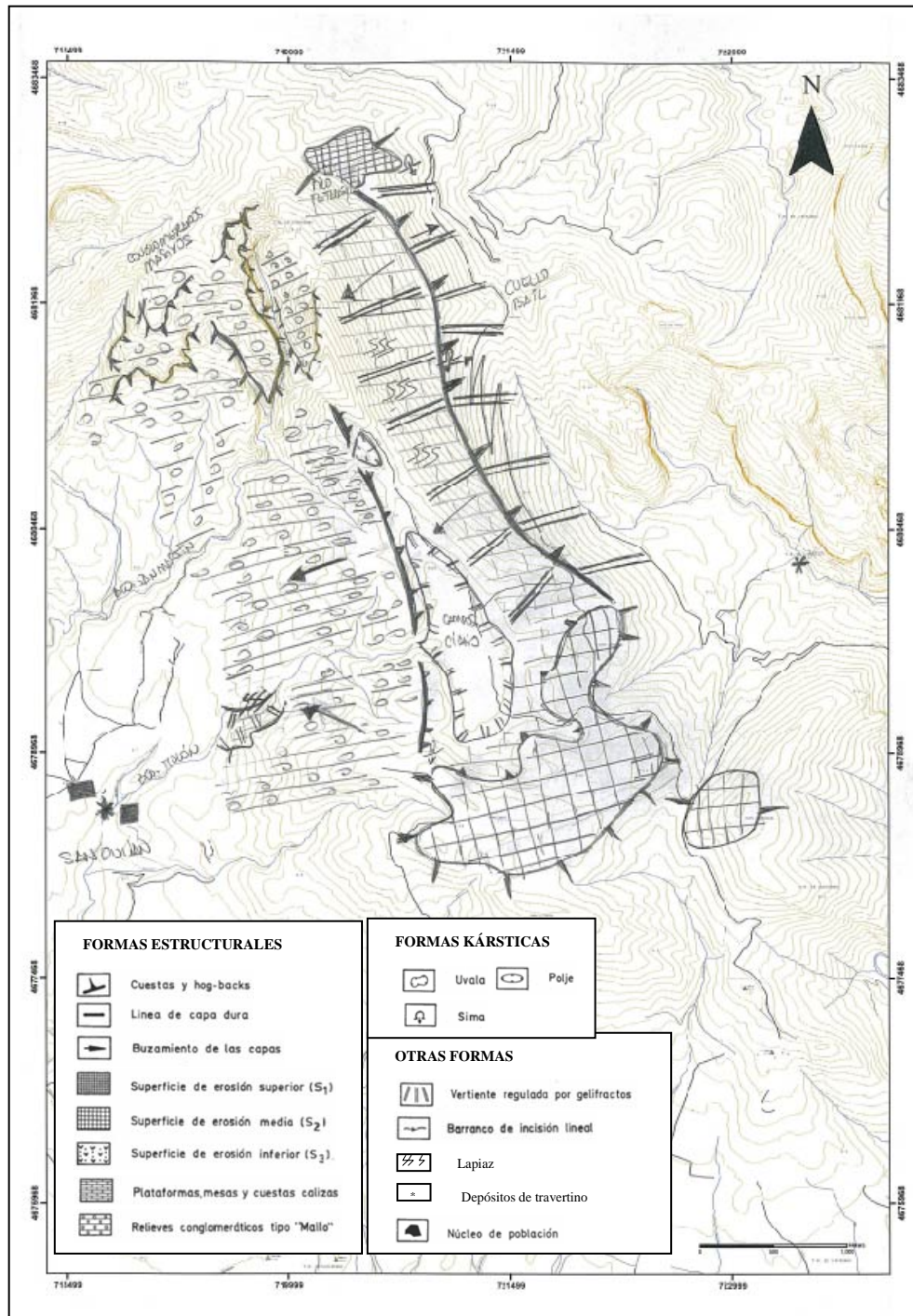


Figura 2.15: Esquema geomorfológico entorno de Fuenmayor.

Formas exteriores (exokarst)

Los lapiaces son generales en estas sierras y los más comunes son de tipo surco (rillenkarrren) y de tipo oqueroso (hohlkarrren). A pesar de las condiciones favorables para la formación de lapiaces, la mayor parte de los mismos se encuentran destruidos por la fracturación de la caliza por efecto del frío (gelifracción) por encima de los 700 m (Rodríguez-Vidal, 1986). En el entono de San Julián de Banzo se han podido identificar superficies ocupadas por lapiaces en la vertiente NE y NO del pico Matapaños (1535 m) hasta los campos de Ciano y en el afloramiento de calizas del barranco Molón. En su mayor parte se encuentran cubiertas por gelifractos o por suelo, que dificultan su identificación, por lo que sólo en algunas zonas se puede definir el lapiaz como de tipo rillenkarrren (Cuchí et al., 2002) (Figura 2.16).



A)



B)



C)



D)

Figura 2.16: A) Ladera de gelifractos al O del Pico Matapaños, B) Lapiaz cubierto por gelifractos, C) Lapiaz tipo rillenkarrren en el barranco Molón, D) Laderas de gelifractos en el barranco Molón.

Otro de los rasgos más característicos de las zonas karstificadas es la frecuente presencia de depresiones de cierta importancia que se desarrollan sobre superficies horizontales (dolinas, uvalas, valles ciegos y poljes) (Cuchí et al, 1990). Al NE de San Julián de Banzo, Rodríguez-Vidal (1986) describió la zona de los campos de Ciano como un *polje* (Figura 2.17), pero durante el desarrollo de esta tesis doctoral se ha podido observar que esta depresión cerrada no cumple estrictamente las características del mismo. Es decir, se trata de una depresión con una cierta pendiente, sin un drenaje kárstico conocido y con una salida superficial de agua por un barranco (barranco Molón). A pesar de esto, es posible pensar que se podría tratar de un antiguo *polje* en fase de desaparición al haber sido capturado por un barranco. Por otro lado, al N de los campos de Ciano, este mismo autor, cartografió otra depresión cerrada de menor tamaño, una uvala, en una zona bastante deprimida y encajonada (Figura 2.15).



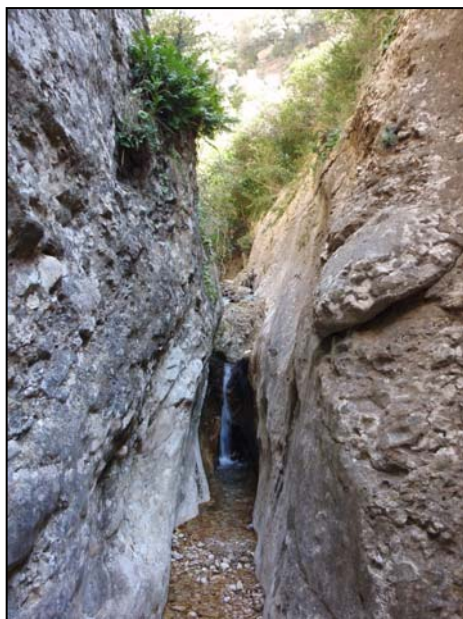
Figura 2.17: “Polje” de los campos de Ciano

Los cañones constituyen la forma del relieve kárstico más espectacular de la sierra de Guara. Estos se encuentran profundamente entallados en las calizas y conglomerados con desniveles importantes entre las cumbres dominantes y el fondo de los valles. Aparentemente han sido tallados por las corrientes de agua que aún los surcan en la actualidad, generalmente a favor de fracturas (Cuchí et al., 1990). En el entorno de San Julián de Banzo, a menor escala, destaca la incisión de dos barrancos secundarios a favor principalmente de los conglomerados del Mioceno, el barranco de San Martín de la Baldonsera y el barranco Molón (Figura 2.18). El barranco de San Martín nace al N de San Julián de Banzo y transcurre encajado por los conglomerados masivos (Figura 2.19-A), areniscas y lutitas del Mioceno hasta desembocar en el río Flumen. La mitad norte de este barranco está generalmente seco y sólo comienza a ganar agua a medida que pasa de los conglomerados masivos a las areniscas y lutitas. El barranco Molón, por el que siempre circula agua, nace en los campos de Ciano, atraviesa los conglomerados (Figura 2.19-B) y areniscas del Mioceno y al llegar a las calizas de Guara (Eoceno) el agua se infiltra. A partir de este punto, el barranco permanece seco hasta llegar al

manantial de Fuenmayor, donde parte del agua procedente del manantial circula hasta desembocar en el río Flumen.



Figura 2.18: Panorámica del encajamiento de los barrancos Molón (izq.) y San Martín (dch.).



A)



B)

Figura 2.19: A) Aspecto del barranco de San Martín en los conglomerados. B) Imagen del barranco Molón muy cubierto por la vegetación.

Por otro lado, las formas de erosión de relieves estructurales son importantes por condicionar fuertemente el desarrollo del karst. En el entorno del manantial de estudio se ha comprobado la existencia de superficies de erosión a alturas que superan los 1000 m, desarrolladas en las rocas más consistentes, calizas del Eoceno y Cretácico, y en las areniscas y conglomerados del Mioceno. Rodríguez-Vidal (1986) distinguió tres niveles de superficies de erosión diferentes, con características propias y que se distribuyen de forma heterogénea a lo largo de todas las Sierras Exteriores. La superficie de erosión superior (S_1) se localiza en las cimas de las montañas, entre los 1100 y 2000 m y con pendientes menores de 18° . La superficie de erosión media (S_2) se localiza en altitudes medias, entre los 800 y 1400 m y con pendientes menores de 15° . Por último, la superficie de erosión inferior (S_3) se localiza por debajo de las otras superficies, están muy poco desarrollada y normalmente se encuentran en contacto con las acumulaciones detríticas pliocuaternarias. En la cartografía geomorfológica de la figura 2.15 es posible observar principalmente dos de las tres superficies de erosión definidas por Rodríguez-Vidal (1986). En el pico Matapaños (1535 m) se cartografía una pequeña superficie de erosión superior (S_1) y, al N y NO de la localidad de Santa Eulalia la Mayor se cartografian dos superficies de erosión media (S_2) a unos 1100 m de altitud (Figura 2.20).



A)

B)

Figura 2.20: A) Superficie de erosión media (S_2) B) Superficie de erosión superior (S_1).

Finalmente, se han localizado importantes acumulaciones de tobas calizas (travertinos), en las dos principales zonas de descarga del área de estudio. Uno de estos depósitos se encuentra aguas abajo de la descarga del manantial de Fuenmayor con un espesor de aproximadamente 4 m, mientras que el otro se sitúa aguas abajo de la zona de descarga del manantial de Ligüerri, mucho más extenso y de mayor espesor, aproximadamente unos 7 m (Figura 2.21). Este último depósito llega a cortar el barranco del mismo nombre, que se origina aguas arriba al pie de los conglomerados de Vadiello.



Figura 2.21: Depósitos de travertinos en el entorno del manantial de Ligüerri.

Formas interiores (endokarst)

De la misma manera que sucede con el exokarst, las dimensiones de las formas interiores oscilan en un amplio rango de dimensiones. En la Sierra de Guara las morfologías más destacadas son las cuevas, siendo la zona central donde se encuentran las cavidades de mayor interés (Cuchí et al., 1990). Sin embargo, en el entorno del manantial de Fuenmayor, no se conoce ninguna cueva. Los únicos indicios existentes del endokarst se pueden observar por la cantidad de espeleotemas rotos encontrados en las superficies de calizas fracturadas, y también por la existencia de tres simas que fueron situadas en la cartografía realizada por Rodríguez-Vidal (1986), a partir de información del Grupo de Exploraciones Espeleológicas de Peña Guara de Huesca.

De las tres simas, solo se han localizado dos de ellas. Además, se pudo observar que la única sima explorada no era kárstica. Se trata de una modesta cavidad de origen tectónico, abierta a favor de una fractura en los conglomerados miocenos por encima de los campos de Ciano, y en su mayor parte seca, que alcanza los 80 m de profundidad y se denomina como “Agujero de Calcón” (Cuchí et al., 2002). La otra cavidad, situada en la zona de Mala Facha, parece una sima o el hundimiento de una antigua galería, que debido a la erosión y fracturación de la caliza se puede observar en superficie. La boca de esta cavidad está obturada por derrubios, por lo que hasta la actualidad no ha sido posible explorarla (Figura 2.22).



Figura 2.22: Fotografías de la sima situada en Mala Facha.

2.6 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de los nuevos cortes geológicos realizados en esta tesis doctoral se ha definido, la estructura y geometría interna de los materiales en los cuales se desarrolla el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor, y el emplazamiento del mismo. Se trata de una información relevante que habrá que tener en cuenta a la hora de definir los posibles límites hidrogeológicos de este acuífero.

Por otro lado, un primer análisis de la fracturación en este entorno indica que, los conglomerados presentan una dirección preferencial de macrofracturación de N90E, y las calizas, tanto a macro como a mesoescala, una dirección preferente subperpendicular a las estructuras principales, entre N60E y N90E. Las fracturas medidas a nivel de mesoescala presentan poca apertura. En cambio, los datos de macroescala representan fracturas de mayor entidad que indican una cierta continuidad en profundidad.

Las fracturas de menor entidad dan lugar a la infiltración lenta, aunque también al almacenamiento del agua meteórica en el sistema acuífero. Por otro, tanto la estratificación de las capas que conforman las calizas (cretácicas y eocenas), como las direcciones de fracturación subperpendiculares a las estructuras principales dan lugar a vías preferenciales de flujo. Es decir, a través de estas vías se producirá la infiltración directa y rápida, el drenaje, y el almacenamiento del agua meteórica en el sistema acuífero de Fuenmayor.

Por último, es importante indicar que las morfologías kársticas (exokarst y endokarst), muchas veces desarrolladas a favor de la fracturación, también juegan un papel importante en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero de Fuenmayor. Es decir, el lapiaz cubierto por gelifractos, el antiguo polje, los barrancos de San Martín y Molón, las superficies de erosión y las simas, favorecen la infiltración del agua de lluvia hacia el epikarst y/o directamente hacia el acuífero. Por otro lado, las superficies de lapiaz cubiertas con suelo dan lugar a una infiltración lenta hacia el epikarst y por lo tanto hacia el acuífero.

CAPÍTULO 3: HIDROGEOLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Hasta la fecha pocos han sido los estudios hidrogeológicos en el entorno de las Sierras Exteriores y con frecuencia se han realizado con un carácter meramente descriptivo. Las primeras referencias a los materiales permeables más significativos de estas sierras fueron realizadas por Mallada (1878). Posteriormente, Almela et al. (1950) describen los materiales permeables y menos permeables en las memorias explicativas de los mapas geológicos 1:50.000 de Ayerbe, Apiés, Alquezar y Barbastro.

En 1980 el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), emprende el estudio de la Sierra de Guara, en el marco del estudio del sistema acuífero nº 67. Esta sierra queda definida como una unidad hidrogeológica, que conjuntamente con la unidad de la Sierra de Santo Domingo (Santo Domingo-Loarre) integran el subsistema acuífero 67/E, que abarca el conjunto de las Sierras Exteriores al oeste del río Cinca. La principal aportación de este estudio se centra en una primera evaluación de sus recursos y el establecimiento del carácter efluente de los ríos que lo atraviesan (Informe interno IGME, inédito).

En 1988 se publicó la tesis doctoral de Sánchez (1988), bajo el título de “Los Recursos Hídricos de la Sierra de Guara y sus somontanos”. La aportación de esta tesis es importante, se realiza una descripción física e hidrológica de la zona y una exhaustiva recopilación y tratamiento de datos foronómicos del MOPU (Ministerio de Obras Públicas). Desde el punto de vista de la hidrogeología, se actuó con un criterio acorde con las estructuras aflorantes, y se delimitaron diferentes unidades hidrogeológicas. Sin embargo, quedaba de nuevo patente la carencia de infraestructuras para abordar estudios hidrogeológicos y las notables incertidumbres sobre el funcionamiento regional de la unidad de la Sierra de Guara.

A mediados de los años noventa, el ITGE realizó un informe hidrogeológico complementario a las hojas geológicas de la serie Magna (1:50.000) en el Proyecto de Cartografía Geológica-Ebro II. Uno de estos informes, aun inédito, corresponde a la hoja nº 248-Apiés (ITGE, 1995), dónde se enmarca el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor. En este trabajo, se definen las características hidrogeológicas de la unidad nº 18 Santo Domingo-Sierra de Guara (actualmente masa de agua de Santo Domingo-Guara 033), se definen los materiales permeables susceptibles de constituir acuífero y sus parámetros hidrogeológicos, y también se presenta el inventario de puntos de agua y las características químicas del agua subterránea en esta zona.

Buera et al. (1997) realizaron un primer estudio hidroquímico de puntos de agua en los sectores central y occidental de la Sierra de Guara. El resultado al que llegan es que el agua que drenan los principales materiales permeables en estas sierras es bicarbonatada cálcico-magnésica, aunque en alguna clara excepción el agua es clorurada sódica. Por otro lado, Cuchí (1998) publicó un trabajo en el que se presenta un esquema general de las unidades hidrogeológicas del Alto Aragón. En este estudio se realizó una clasificación de los diferentes tipos de acuíferos de la provincia, en la que cabe destacar la descripción de los acuíferos kársticos relacionados con las calizas de la Formación Guara (Eoceno) del Prepirineo.

El primer estudio hidrogeológico detallado, con carácter local, en el entorno de la Sierra de Guara, fue el realizado por Pascual (1974) en el manantial de Fuenmayor (San Julián de

Banzo), donde reconoce la naturaleza kárstica de este manantial mediante aforos manuales. Anteriormente a este trabajo, Lasierra (1955) ya había estimado un primer balance hidrológico.

Cuchí et al. (2002) definen por primera vez la posible geometría del acuífero de Fuenmayor, sus límites hidrogeológicos y su superficie de recarga, albergando el acuífero en las calizas de la Formación Guara. Además, se realizó una primera caracterización hidrogeoquímica con los análisis químicos de Larrey y Lasaosa (1993) y Pinilla (1996), y un único análisis isotópico (O-D) en marzo de 1993. A partir de esta información se concluye que, el manantial de Fuenmayor drena un agua bicarbonatada-cálcica y presenta una composición isotópica próxima a la línea meteórica mundial.

Finalmente, durante la sequía de 2005, se realizó un ensayo de bombeo en un pozo experimental (2911-7-0012) constituido por areniscas y conglomerados de la Formación Uncastillo (Mioceno), con el objetivo de conocer las posibilidades de su uso como abastecimiento. En un principio, se esperaba que Fuenmayor no se viera afectado por el bombeo, al suponerse alimentado por un acuífero con características químicas diferentes. Inesperadamente se produjo un descenso lineal del caudal hasta secarse. Es decir, es evidente que existe una conexión entre el acuífero que drena Fuenmayor, y el acuífero en el que se encuentra este pozo y el manantial denominado Dos Caños (Cuchí et al., 2006).

A pesar de todo el trabajo y la información hidrogeológica recopilada en el manantial de Fuenmayor, hasta el momento no se han definido unos límites hidrogeológicos claros del acuífero que drena. Por esto, durante el desarrollo de esta tesis doctoral se ha profundizado en la caracterización hidrogeológica local. Para ello, se ha elaborado un exhaustivo inventario de puntos de agua en el entorno de este manantial y se ha realizado por primera vez una caracterización hidrogeoquímica e isotópica regional del agua de precipitación y del agua subterránea en el entorno de la Sierra de Guara. Con toda esta información ha sido posible conocer el tipo de agua que recarga el acuífero de Fuenmayor, los posibles materiales permeables que conformen dicho acuífero y su posible cota de recarga.

3.2 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

La serie litoestratigráfica en el entorno de las Sierras Exteriores incluye materiales de muy diferentes permeabilidades y características hidrogeológicas. Además, en función de las condiciones orográficas, tectónicas y sedimentarias propias de estas sierras, de sus estribaciones meridionales y de la disposición de los depósitos en la cuenca terciaria del Ebro, se pueden diferenciar varias masas de agua subterránea que a su vez agrupan varios acuíferos (ITGE, 1992). La masa de agua en la que se incluye la zona de estudio, es la masa de agua de Santo Domingo-Guara 033 (Figura 3.1). En esta masa se engloban las sierras calcáreas situadas entre la cuenca de Jaca al N y la depresión del Ebro al S. De O a E estas sierras alcanzan cotas cada vez mayores, desde Sto. Domingo (1517 m) hasta Guara (2077 m).

Los niveles litológicos que constituyen los materiales más impermeables en el entorno de las Sierras Exteriores son (Figura 3.2):

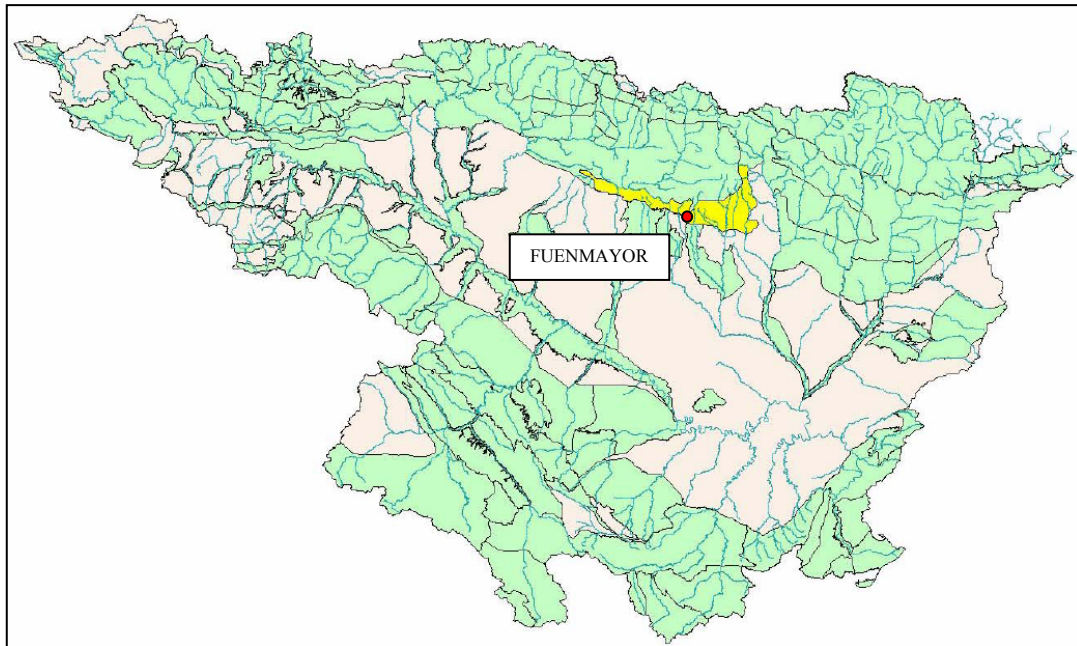


Figura 3.1: Localización de la masa de agua 033-Santo Domingo- Guara, en la que se incluye el acuífero de Fuenmayor (ficha CHE).

- las lutitas y yesos del Muschelkalk Intermedio (M-II), con una potencia aproximada de 50 m de afloramiento, que actúan como nivel de despegue de las estructuras cabalgantes, por lo que se definen como el impermeable regional de base
- las arcillas y yesos del Keuper, con un espesor que varía entre los 25 y los 150 m
- las arcillas rojas de las facies Garumn.

En general, estas facies, debido a su escasa potencia y a la intensa tectonización del área no llegan a constituir un impermeable regional por lo que los materiales permeables del Cretácico y Eoceno suelen estar interconectados (ITGE, 1992).

Finalmente, y a techo de la serie, las unidades hidrogeológicas quedan confinadas por el impermeable regional de la Fm. Margas de Arguis; las cuales pasan lateralmente hacia el E a las areniscas y lutitas de la Fm. Belsué-Atarés, de muy baja permeabilidad (ITGE, 1992).

Por otro lado, los principales niveles litológicos susceptibles de constituir acuífero en estas sierras son (Figura 3.2):

1. Las calizas tableadas y dolomías del **Muschelkalk (M-III)**, con una geometría bastante compleja a causa de su posición entre los niveles arcillosos y evaporíticos del Triásico. Se trata de unos materiales con una importante permeabilidad por fracturación y por disolución. Además, presentan una notable porosidad (especialmente las carníolas), por lo que constituyen niveles permeables con buena capacidad de regulación (Sánchez, 1988).
2. Las calizas y calcarenitas del **Cretácico Superior**, conforman unos materiales con una alta permeabilidad por fisuración y karstificación, aunque con una variable porosidad y capacidad de regulación (ITGE, 1992).

3. Las subunidades calcáreas de la Formación Calizas de Guara del **Eoceno**. Estos materiales presentan una alta permeabilidad por fisuración y karstificación aunque una porosidad muy baja; como consecuencia, transmiten con facilidad el agua y por ello tiene una baja capacidad de regulación (Sánchez, 1988). El conjunto de materiales carbonatados del Cretácico Superior-Eoceno constituyen, a pesar de su escasa porosidad, el acuífero de mayor interés de toda la sierra debido a su gran extensión de afloramiento, espesor y permeabilidad.
4. Las facies conglomeráticas con cantos calcáreos de la Fm. Uncastillo del **Mioceno**, son las más relevantes del Terciario Continental, ya que se encuentran adosadas al borde de las sierras carbonatadas. Estos materiales no cuentan con capacidad significativa de almacenamiento de agua, solo cuando se hallan en contacto con los materiales carbonatados acuíferos. Su papel hidrogeológico se limita a actuar de transmisores de agua debido a la fracturación (Sánchez, 1998).

La complejidad tectónica de las estructuras en las Sierras Exteriores, la presencia de niveles impermeables intercalados en ellas, y el hecho de que las atraviesen varios ríos, ha determinado la individualización de diferentes unidades hidrogeológicas con funcionamiento independiente (ITGE, 1992). Una de estas unidades hidrogeológicas incluye el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor dentro de la masa de agua de Santo Domingo-Guara (033).

Esta unidad hidrogeológica ha sido una de las más estudiadas de todo el entorno de las Sierras Exteriores, pero hasta el momento no se han diferenciado unos límites hidrogeológicos claros. Por esto, durante el desarrollo de esta tesis doctoral, inicialmente se han tenido en cuenta dos posibles hipótesis. Por una parte, los límites definidos por el área de recarga del acuífero de Fuenmayor (Cuchí et al., 2002) denominada zona 1 (Figura 3.2-línea azul). Por otra parte, unos límites mucho más extensos denominado zona 2 (Figura 3.2-línea roja). Esta superficie está delimitada al E y O por dos ríos ganadores, Flumen y Guatizalema respectivamente, al N coincide con la divisoria de agua superficial y al sur se ha establecido por la curva de nivel 680 m, que marca la cota mínima de descarga subterránea en el entorno del manantial de Fuenmayor. A partir de estos límites se ha desarrollado el inventario de puntos de agua y se ha interpretado su información.

3.3 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

La información previa del inventario de puntos de agua se ha obtenido principalmente de la base de datos de la CHE, de los mapas topográficos 1:25.000 del IGN nº 248-Apiés (Nueno-I, Nocito-II, Apiés-III, Barluenga IV), y del mapa de excursionistas de Prames-Sierra y Cañones de Guara 1:40.000.

A partir de esta información se ha realizado una exhaustiva revisión y actualización de todos los puntos de agua existentes dentro de los límites hidrológicos antes definidos (Figura 3.2). Es decir, se ha comprobado la existencia o no de todos los puntos de agua, y se han añadido nuevos puntos que no estaban inventariados, principalmente manantiales.

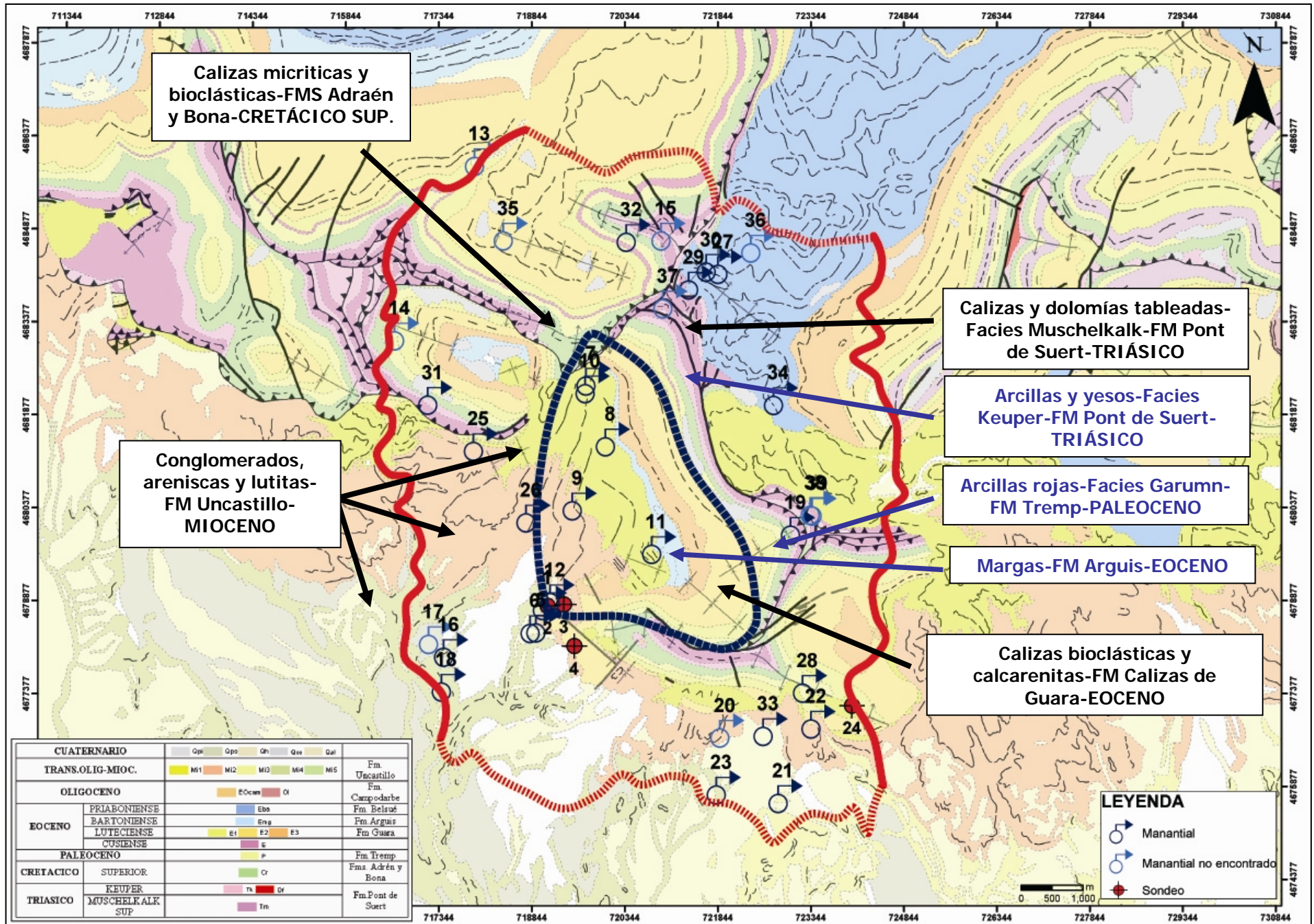


Figura 3.2: Materiales permeables y menos permeables. Límites hidrogeológicos zona 1 (línea azul) zona 2 (línea roja). Inventario de puntos de agua.

De esta forma, el número de puntos de agua inventariados en la zona de estudio (zona 2) es de 39, de los cuales 35 son manantiales y 4 sondeos (Anejo). La situación de los mismos se muestra en el mapa de la figura 3.2.

De cada punto de agua se han recogido datos sobre los posibles materiales permeables que drenan, se ha medido su caudal o nivel piezométrico, y siempre que ha sido posible se han realizado medidas in situ de pH, conductividad eléctrica, temperatura, alcalinidad, Eh y Oxígeno disuelto. Además, también se han tomado datos no hidrogeológicos como localización, municipio al que pertenecen, tipo de captación, etc (Anejo).

De los 35 manantiales inventariados, no ha sido posible la localización de 9 de ellos debido a su posicionamiento erróneo en la cartografía y/o a la inexistencia de pruebas que delataran su posición (vegetación, circulación de agua, humedad,...). Como se puede observar en la tabla 3.1 los caudales en general son muy bajos para la mayoría de los manantiales (entre 0,01-5 l/s en época de estiaje), a excepción del manantial de Fuenmayor (43 l/s en época de estiaje), el manantial de Ligüerri (14 l/s en estiaje) y el manantial de Cienfuens (con un caudal medio registrado entre 1981 y 1989 de 77,5 l/s en estiaje, fichas IPA (CHE)), que no se ha medido en esta tesis pero del que se dispone información suficiente.

El manantial de Fuenmayor (1) descarga a una cota de 708 m s.n.m. y es uno de los puntos de agua interesantes de la Sierra de Guara, no sólo por su caudal, si no porque ha servido como abastecimiento a la ciudad de Huesca. Además, en el entorno de este manantial se encuentra la zona de mayor número de manantiales con caudales por encima de los 2 l/s. Estos manantiales son: Dos Caños (5), situado a 702 m s.n.m. y Fuente Huertos (6) a 697 m s.n.m. A unos 2 km al SO de Fuenmayor existe también otro manantial, la Fuente de Escuarbe (18), que drena a una cota de 620 m s.n.m. un caudal de 5 l/s. Es decir, se trata de una zona importante de descarga, aunque a pesar de la proximidad de estos manantiales no parece que estén drenando el mismo acuífero, al presentar unos caudales menores y unos parámetros físico-químicos diferentes con respecto al manantial de Fuenmayor (Tabla 3.1). Por otro lado, en la posible zona de recarga definida por Cuchí et al., 2002 (zona 1), se han inventariado 6 manantiales que drenan principalmente los conglomerados y areniscas de la Fm. Uncastillo (Mioceno). En todos los casos se trata de acuíferos colgados con unos caudales mínimos (Figura 3.2-Tabla 3.1) y por lo tanto sin relevancia en el estudio del manantial de Fuenmayor.

Por otra parte, el manantial de Ligüerri (19), situado a unos 4 km al E del manantial principal, es otro de los puntos interesantes de este entorno. Aunque podría estar relacionado con el acuífero que drena Fuenmayor, su cota de descarga (805 m s.n.m) y los parámetros físico-químicos indican que este manantial está drenando otro acuífero en materiales diferentes. Es decir, los materiales permeables que está drenando parecen corresponder a un acuífero independiente del drenado por el manantial de Fuenmayor.

Finalmente, el manantial de Cienfuens (13) es una zona importante de descarga que drena hacia el pantano de Cienfuens en el río Flumen. Este manantial descarga a una cota aproximada de 860 m s.n.m. y está situado a unos 7,3 km al N del manantial de Fuenmayor. De acuerdo a los análisis realizados (Buera et al., 1997), se trata de un agua de similares características a la de

Tabla 3.1: Manantiales inventariados en el entorno de Fuenmayor, zonas 1 y 2. (Cota = m s.n.m.; Q = l/s; CE = $\mu\text{S}/\text{cm}$; T^a = °C; ALCALI. = mg/l HCO₃; OD = %).
(PTO. = número punto; TOPO. = TOPO 1:25000_IGN y TOPO PRAMES 1:40000)

PTO.	ZONA	TOPONIMIA	COTA	FUENTE IN	EDAD	Q	pH	CE	T ^a	Eh	ALCALI.	OD	OBSERVACIONES
1	1	FUENMAYOR	708	CHE	-	43	7,22	392,09	12,48	147,38	257,64	67,37	Descarga verano
5	1	FUENTE DOS CAÑOS	702	CHE	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	2,84	7,26	1808,61	15,66	95,43	289,14	67,21	Descarga verano
6	1	HUERTOS - CASCO URBANO	697	CHE	Cuaternario Holoceno	2,5	7,57	2028,25	15,43	175	335,5	-	Descarga verano
7	1	SAN MARTÍN	1140	TOPO.	-	0,56	8,52	375,66	16	180	274,5	-	Descarga verano
8	1	PUERTA DEL CIERZO	875	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	0,17	7,81	508,33	13,67	285	347,70	-	Descarga verano
9	1	MANANTIAL BCO. SAN MARTIN	760	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	-	7,25	593	11,5	267	-	-	En verano está seco.
10	1	BARRANCO SAN MARTIN	1035	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	-	9,28	215	15,8	168	-	-	En verano está seco.
11	1	MANANTIAL CIANO	940	TOPO.	-	1,04	8,20	522	-	-	366	-	Descarga verano
12	1	FUENTE MOLON	732	TOPO.	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	-	7,20	778	14,1	132	-	-	En verano está seco.
13	2	CIENFUENS	860	CHE	Eoceno-Fm Calizas de Guara	(77,5)	-	-	-	-	-	-	Descarga verano
14	2	LAS GORGAS	750	CHE	Eoceno-Fm Calizas de Guara	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
15	2	FUENTE LARRAÑÓN	1120	CHE	Triásico-Facies Muschelkalk superior	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
16	2	SASO	677	CHE	Cuaternario Pleistoceno medio-superior	0,950	7,77	673,5	-	-	244	-	Descarga verano
17	2	EL PLANO	660	CHE	Cuaternario Pleistoceno medio-superior	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
18	2	FUENTE DE ESCUARBE	620	CHE	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	5	8,16	572	11,1	268,7	152,5	-	Descarga verano
19	2	FUENTE LIGUERRI	805	CHE	Triásico-Facies Muschelkalk superior	13,89	7,87	688,14	15,61	116	228,56	83,8	Descarga verano
20	2	PITRACANERA	740	CHE	Cuaternario Holoceno	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
21	2	FUENTE DEL BOJ	688	CHE	Cuaternario Holoceno	1	-	-	-	-	-	-	En verano está seco.
22	2	FUENTE SANTA EULALIA	839	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	0,03	7,37	1797,00	15,15	-	378,20	-	Descarga verano
23	2	FUENTE ACEBILLO	680	CHE	Cuaternario Holoceno	-	-	-	-	-	-	-	Descarga verano
25	2	FUENDEBIEN	885	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	0,102	7,79	693,5	15	-	305	-	Descarga verano
26	2	FUENTE ROMERAL	743	TOPO.	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	0,015	7,95	697,5	-	-	439,2	-	Descarga verano
27	2	FUENTE BCO. SALADO-1	990	CAMPO	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	0,015	7,45	1075	-	-	329,4	-	Descarga verano
28	2	EL CAXIGAR	880	TOPO.	Eoceno-Fm Calizas de Guara	0,01	7,57	505	16,75	-	295,85	-	Descarga verano
29	2	FUENTE BCO.LA SARNA	1068	TOPO.	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	0,875	8,26	421	16	-	280,6	-	Descarga verano
30	2	FUENTE BCO. SALADO-2	1013	CAMPO	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	0,5	-	853	14,7	-	292,8	-	Descarga verano
31	2	FUENTE DEL PIOJO	881	TOPO.	Triásico-Facies Keuper	0,015	7,77	1595	12,25	-	274,5	-	Descarga verano
32	2	ABREVADERO LARRAÑÓN	1251	CAMPO	Triásico-Facies Muschelkalk superior	-	7,71	2160	18	-	-	-	En verano está seco.
33	2	FUENTE MOLINO	764	CAMPO	Cuaternario Holoceno	0,035	8,12	523	16	-	-	-	Descarga verano
34	2	FUENTE LOMA PERULA	1003	TOPO.	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	0,15	-	340	13	-	366	-	Descarga verano
35	2	FUENTE DE LAS PAULES	1260	TOPO.	Eoceno-Fm Calizas de Guara	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
36	2	FUENTE DE SESCUN	1025	TOPO.	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
37	2	PUERTA DEL CIERZO-	1220	TOPO.	Triásico-Facies Muschelkalk superior	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
38	2	BCO. LAZAS-1	740	TOPO.	Triásico-Facies Muschelkalk superior	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición
39	2	BCO. LAZAS-2	740	TOPO.	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	-	-	-	-	-	-	-	No pruebas de su posición

Fuenmayor. La cartografía geológica (Figura 3.2) parece indicar que esta zona de descarga está drenando una estructura, formada principalmente por la Fm. Calizas de Guara, individualizada de la estructura y materiales permeables que conforman el acuífero de Fuenmayor.

El resto de manantiales drenan unos caudales muy bajos y a diferentes cotas de descarga, entre los 677 y los 1120 m s.n.m. Según esta información es posible observar que, aunque no son muchos los puntos de agua, existe una gran dispersión de los mismos en la zona de estudio, a diferentes cotas y en diferentes tipos de materiales permeables. Esto es debido a la gran complejidad estructural de la zona que hace que se intercalen materiales permeables con menos permeables dando lugar a pequeños acuíferos colgados que no parecen tener relevancia en el estudio del manantial de Fuenmayor. Por otra parte, el hecho de que la mayoría de estos manantiales drenen pequeños caudales en estiaje parece poner de manifiesto la existencia de un cierto almacenamiento de agua, bien en el suelo bien en materiales de baja permeabilidad.

Además de los manantiales, se han inventariado 4 sondeos en la zona de estudio (Tabla 3.2). Tres de ellos se localizan en el entorno del manantial de Fuenmayor. Uno de los sondeos corresponde a un pozo experimental (2-Fuenmayor-Gorga Mora), dos a la red piezométrica del IGME-CHE (3-Sondeo Piezométrico y 4-Pirotecnica-Pozo SGOP) y otro es un sondeo de investigación (24-Sondeo de reconocimiento) (Figura 3.2).

El sondeo de Fuenmayor (2) tiene una profundidad de unos 35 m pero no ha sido posible recopilar información relativa a sus características litológicas ni constructivas. El nivel piezométrico medio en este sondeo es de 706 m s.n.m. (abril 2011-abril 2012).

El sondeo Piezométrico (3) está situado a unos 278 m al E del manantial de Fuenmayor, tiene una profundidad de 237 m y está constituido por areniscas y conglomerados de la Formación Uncastillo (Mioceno). El nivel piezométrico medio es de 719 m s.n.m. (1992-2010 y 2010-2012). Es decir, existe una diferencia de unos 11 m de nivel de agua con respecto al manantial de Fuenmayor.

El sondeo Pirotecnica (4), situado a 773 m al SE de Fuenmayor, tiene una profundidad inicial de 300 m, pero actualmente es de 176,5 m (informe CHE). Está constituido por areniscas y conglomerados de la Formación Uncastillo (Mioceno). El nivel piezométrico es de 706 m s.n.m. (1993-2010 y 2010-2012). Los parámetros medidos en campo (marzo de 2011), muestran una mayor mineralización del agua a 175 m de profundidad ($CE = 2510 \mu S/cm$) en comparación con el agua muestreada a los 100 m de profundidad, con menor mineralización ($CE = 432 \mu S/cm$). Durante la sequía de 2005 se realizó un ensayo de bombeo de larga duración (606 h) que hubo que detener por afectar a los manantiales próximos, Dos Caños, Fuente Huertos y, al manantial de Fuenmayor (Cuchí et al., 2006).

El sondeo de reconocimiento (24), situado a unos 5,2 km al SE del manantial de Fuenmayor, tiene una profundidad de 218 m y fue realizado para observar las posibilidades de extracción de recursos hídricos en el Cretácico con motivo de la sequía de 2005, sin obtener buenos resultados. El nivel piezométrico es de 670 m s.n.m. (2005 y 2010).

Tabla 3.2: Sondeos inventariados en el entorno de Fuenmayor, zonas 1 y 2. (Información modificada de las fichas IPA CHE) (Cota = m snm; CE = $\mu\text{S}/\text{cm}$; T^a = °C; ALCALI. = mg/l HCO₃; OD = %).

PTO.	ZONA	TOPONIMIA	COTA	FUENTE_INF	PROF.(m)		LITOLOGÍA	EDAD	N.PIEZO.	pH	CE	T ^a	Eh	ALCALI.	OD	
					Desde	Hasta										
2	1	FUENMAYOR (GORGA MORA)	709	CHE	0	35	-	-	705,92	7,32	385	15,7	41	210	29,1	
3	1	SONDEO PIEZOMÉTRICO SGOP	753	CHE	0	40	Areniscas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo	718,55	-	-	-	-	-	-	-
					40	75	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	-
					75	130	Areniscas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		7,48	460	14,9	105	-	52,5	
					130	150	Conglomerados	Terciario Mioceno M1-Fm. Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					150	178	Conglomerados	Terciario Mioceno M1-Fm. Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					178	237	Conglomerados	Terciario Mioceno M1-Fm. Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
4	1	PIROTÉCNIA. POZO SGOP	780	CHE	0	16	Calizas	Eoceno-Fm Calizas de Guara	705,9	-	-	-	-	-	-	-
					16	18	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					18	85	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					85	91	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					91	94	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					94	98	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					98	108	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		7,19	431,5			341,6		
					108	110	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					110	136	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					136	150	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					150	190	Arenas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		7,91	2510	19,5	39	187	56,4	
					190	194	Conglomerados	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					194	246	Arenas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
					246	266	Arcillas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo		-	-	-	-	-	-	
266	300	Margas	Terciario Mioceno M2-Fm.Uncastillo	-	-	-	-	-	-							
24	2	SONDEO DE RECONOCIMIENTO	700	CHE	0	3	Arenas	Terciario Mioceno M1-Fm. Uncastillo	669,81	-	-	-	-	-	-	-
					3	43	Calizas	Eoceno-Fm Calizas de Guara		-	-	-	-	-	-	
					43	104	Margas	Eoceno-Fm Calizas de Guara		-	-	-	-	-	-	
					104	111	Calizas	Eoceno-Fm Calizas de Guara		7,42	645	18		353,8		
					111	130	Margas	Eoceno-Fm Calizas de Guara		-	-	-	-	-	-	
					130	133	Margas	Paleoceno-Facies Garum-Fm.Tremp		-	-	-	-	-	-	
					133	147	Areniscas	Paleoceno-Facies Garum-Fm.Tremp		-	-	-	-	-	-	
					147	152	Arcillas	Cretácico Sup.-Fm. Adraén y Bona		-	-	-	-	-	-	
					152	185	Areniscas	Cretácico Sup.-Fm. Adraén y Bona		-	-	-	-	-	-	
					185	193	Margas	Cretácico Sup.-Fm. Adraén y Bona		-	-	-	-	-	-	
193	218	Margas	Triásico-Facies Keuper	-	-	-	-	-	-							

En definitiva, el uso de estos puntos de agua nunca ha servido para abastecimiento sino para el control y la investigación de esta zona. Además, se puede comprobar con las columnas litológicas disponibles que ninguno parece representar el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor, al atravesar principalmente los conglomerados y areniscas de la Formación Uncastillo (Mioceno).

Del estudio de puntos de agua realizado, se puede concluir que los acuíferos drenados por los manantiales de Cienfuens, Ligüerri y Dos Caños/Huertos son independientes del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor.

3.4 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA

En este apartado se va a caracterizar hidroquímicamente e isotópicamente el agua de precipitación, el agua subterránea a nivel regional y el agua del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor.

Conocer las características químicas e isotópicas del agua de precipitación ha servido para tener un conocimiento general sobre el tipo de agua que se infiltra y recarga al acuífero de estudio. Con esta información, en apartados posteriores, se realiza la estimación de la recarga al acuífero mediante un balance químico de sustancias conservativas como el ion cloruro (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio, 1997; Alcalá y Custodio, 2004; Alcalá, 2006).

Por otra parte, el estudio a nivel regional de la química del agua subterránea ha servido para caracterizar los diferentes tipos de agua que drenan los principales materiales permeables en el entorno de la Sierra de Guara. Además, el estudio isotópico, no sólo se ha utilizado para caracterizar el agua subterránea, sino que con esta información ha sido posible definir una primera línea altitudinal local.

Finalmente, se ha realizado la caracterización hidrogeoquímica e isotópica del manantial de Fuenmayor. Al comparar la caracterización hidrogeoquímica e isotópica regional con la composición química e isotópica del agua de Fuenmayor ha sido posible conocer los principales materiales permeables que forman parte de este acuífero. Además, la línea altitudinal local ha permitido obtener una primera aproximación sobre la cota de recarga del mismo.

3.4.1 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LA PRECIPITACIÓN

Para caracterizar hidroquímicamente e isotópicamente el agua de precipitación se instalaron, en mayo de 2009, tres tomamuestras situados a diferentes cotas en el entorno de San Julián de Banzo (Huesca). Dichos tomamuestras se encuentran en el manantial de Fuenmayor, en la estación meteorológica de Ciano y otro próximo a un muladar (Matapaños). En la figura y tabla 3.3 se indica la localización y cota topográfica de estos tres puntos de muestreo.

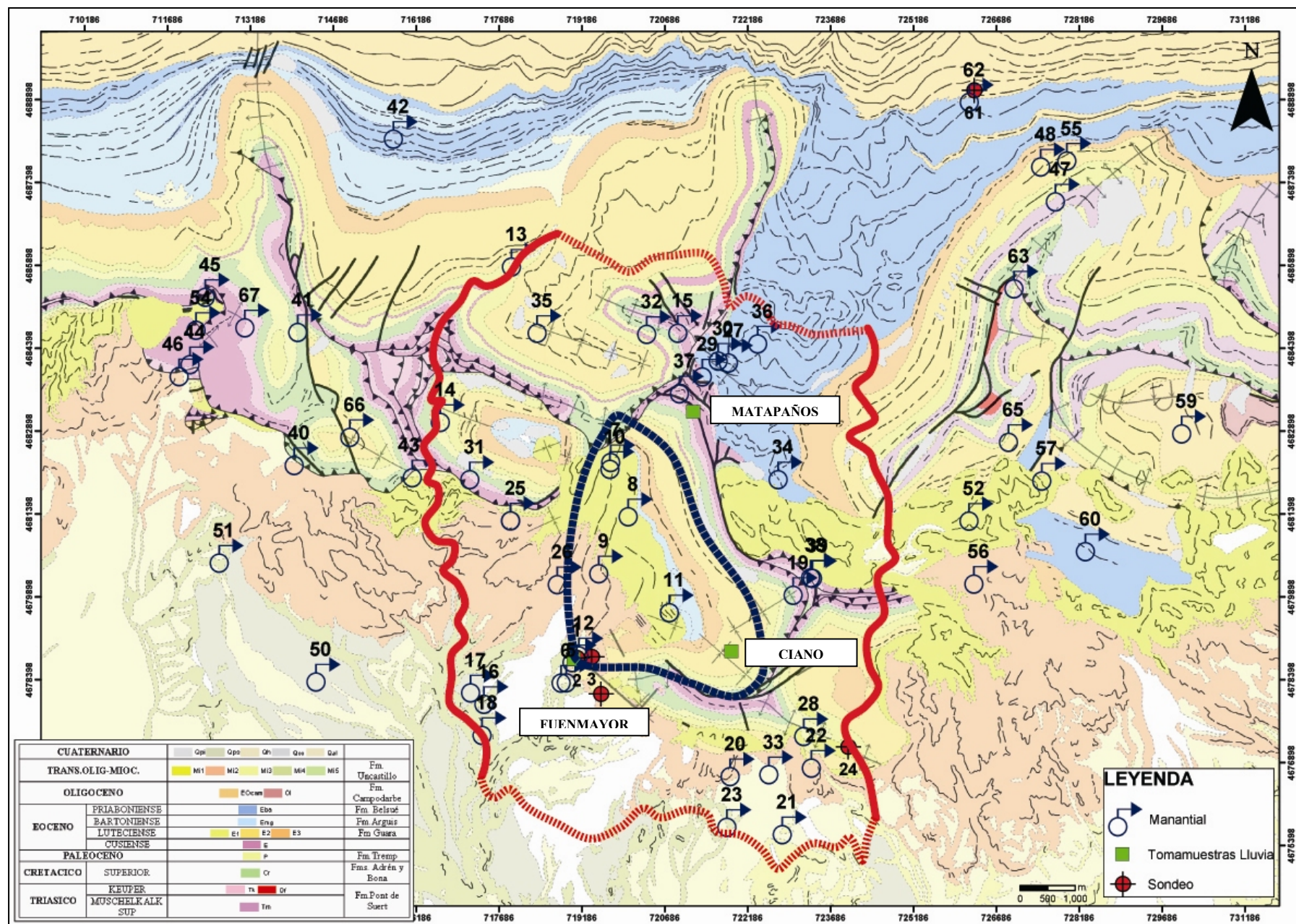


Figura 3.3: Localización de todos los puntos de agua con análisis químicos e isotópicos (^{18}O - ^2H y T) y situación de los tres tomamuestras de agua de lluvia.

Tabla 3.3: Localización de los tres tomamuestras de precipitación en el área de estudio.

TOPONIMIA	X H30	Y H30	COTA (m s.n.m.)	OBSERVACIONES
FUENMAYOR	719033	4678770	708	Junto al manantial de Fuenmayor
CIANO	721887	4678913	1055	Estación meteorológica de Ciano
MATAPAÑOS	721198	4683252	1268	Junto a un muladar

Los tomamuestras estaban constituidos por cubos abiertos y bien lastrados para evitar vuelcos, donde se colocaron los pluviocaptadores preparados para impedir la entrada de elementos ajenos a la lluvia y recoger tanto la deposición húmeda (lluvia, granizo, nieve) como la deposición seca (polvo). Además, el vaso del pluviocaptor contenía una lámina flotante de parafina para evitar la evaporación de las muestras (Figura 3.4).



Figura 3.4: Detalle de los pluviocaptadores situados en el entorno de San Julián de Banzo (Huesca).

El periodo de muestreo ha quedado comprendido entre junio de 2009 y octubre de 2011, con una periodicidad fundamentalmente mensual (excepto durante los primeros muestreos dónde la periodicidad ha variado de bimensual a casi anual). En total se han realizado 34 análisis químicos completos de los cuales, 8 corresponden al tomamuestras de Fuenmayor, 17 al de Ciano y 9 al de Matapaños (Tabla 3.4). En todos los casos se ha recogido el agua de precipitación acumulada entre un muestreo y otro, a excepción de 5 análisis realizados en Fuenmayor correspondientes a eventos de lluvia concretos. Al comparar el porcentaje de error de balance iónico de todos los análisis con la conductividad eléctrica (según Custodio y Llamas, 1983), se obtiene un error admisible (inferior al 11 %) en el 97 % de los análisis. También se ha comprobado que existe una correlación aceptable entre los datos de conductividad eléctrica medidos en campo y en laboratorio ($R = 0,80$) y los datos de pH medidos en campo y en laboratorio ($R = 0,81$). En el 29% de estos análisis la concentración en magnesio está por debajo de su límite de determinación (1 mg/l). Los análisis químicos fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España.

Durante este mismo periodo se realizaron un total de 19 análisis isotópicos estables (^{18}O y ^2H) en el agua de lluvia, 4 en el tomamuestras de Fuenmayor, 12 en Ciano y 3 en Matapaños, con el mismo procedimiento de muestreo que en los análisis químicos (Tabla 3.4). Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid. Además, en verano de 2010, se recogió agua de precipitación para 2 análisis de Tritio, en los tomamuestras de Ciano y Matapaños con unos valores de $5,08 \pm 0,37$ y $4,85 \pm 0,36$ UT respectivamente, y próximos a la composición de Tritio del agua de precipitación analizada en la estación meteorológica del Aeropuerto de Zaragoza entre el año 2000 y 2006, con un valor medio de $5,77 \pm 0,30$. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de hidrología isotópica CETA (CEDEX).

Todos los análisis químicos del agua de lluvia se han representado por medio de diagramas Piper (Figura 3.5) y Schoeller-Berkaloff (Figura 3.6) para observar la variabilidad de los iones mayoritarios (bicarbonato, calcio, sulfato, magnesio, sodio y cloruro) y la facies química dominante. En los diagramas Schoeller-Berkaloff se observa que existen tres análisis con una concentración mayor fundamentalmente en bicarbonato, calcio y magnesio, con respecto a las concentraciones del resto de análisis químicos (Figura 3.6) que no ha superado los criterios de calidad impuestos en este trabajo y por lo tanto han sido descartados.

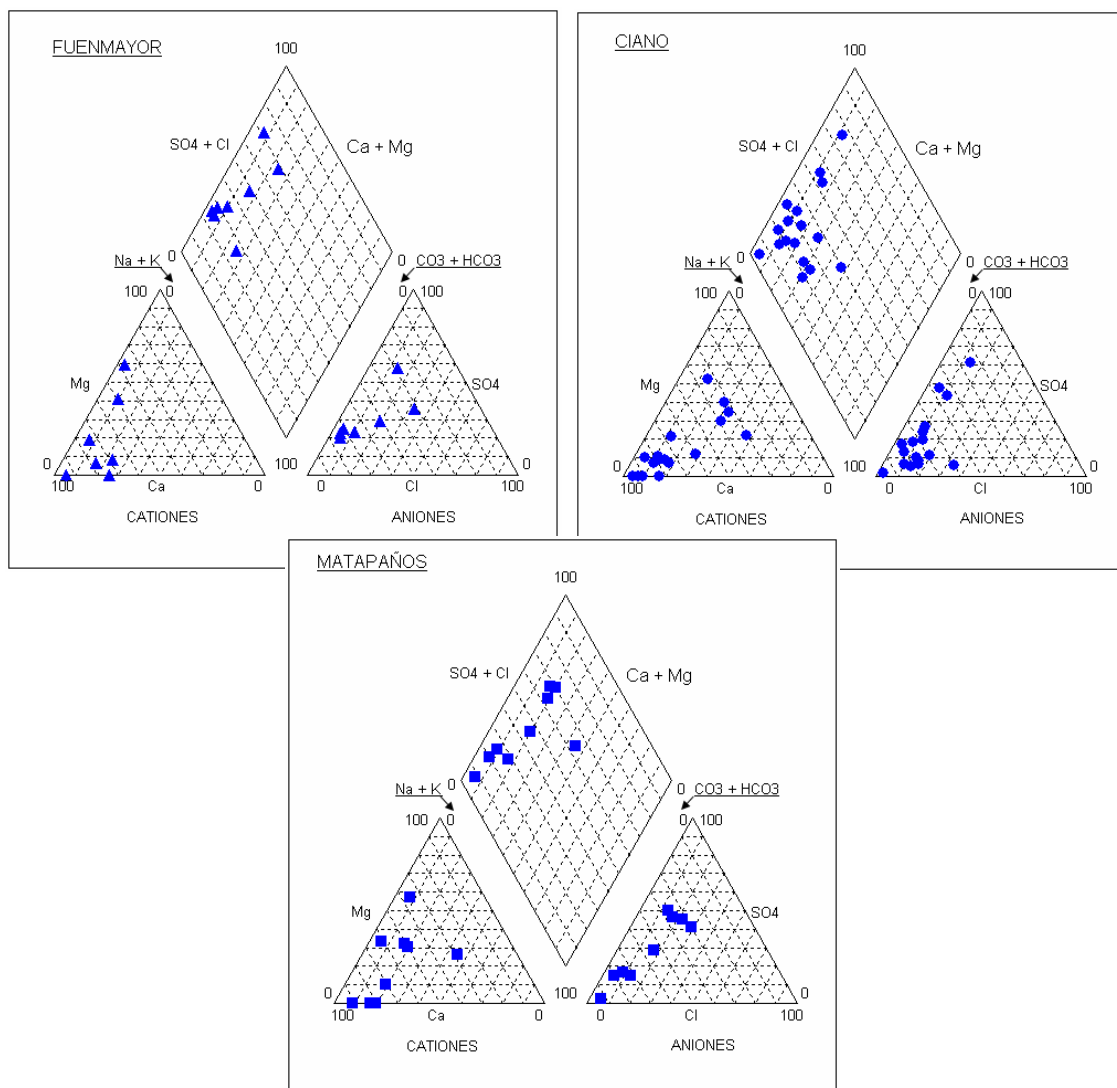


Figura 3.5: Representación de los análisis químicos del agua de precipitación en los tres tomamuestras mediante diagramas de Piper.

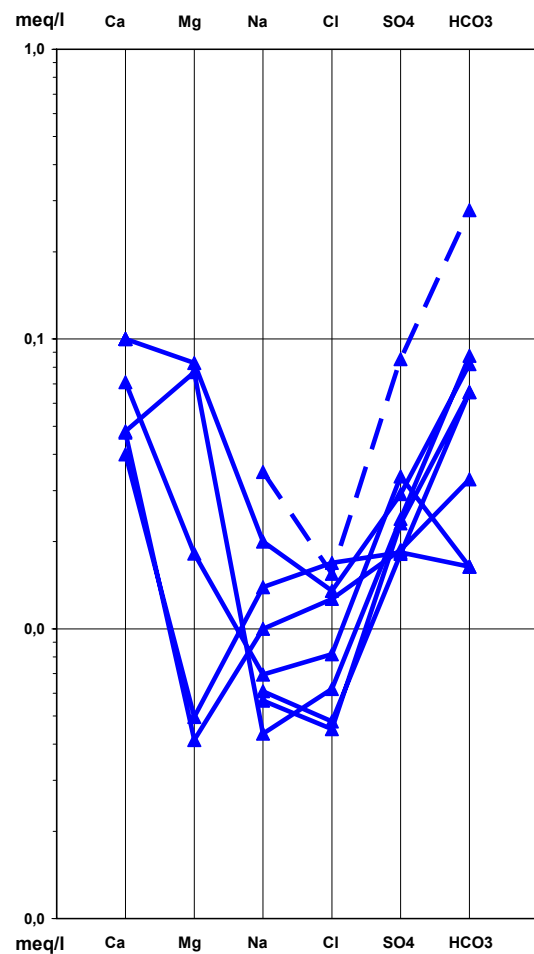
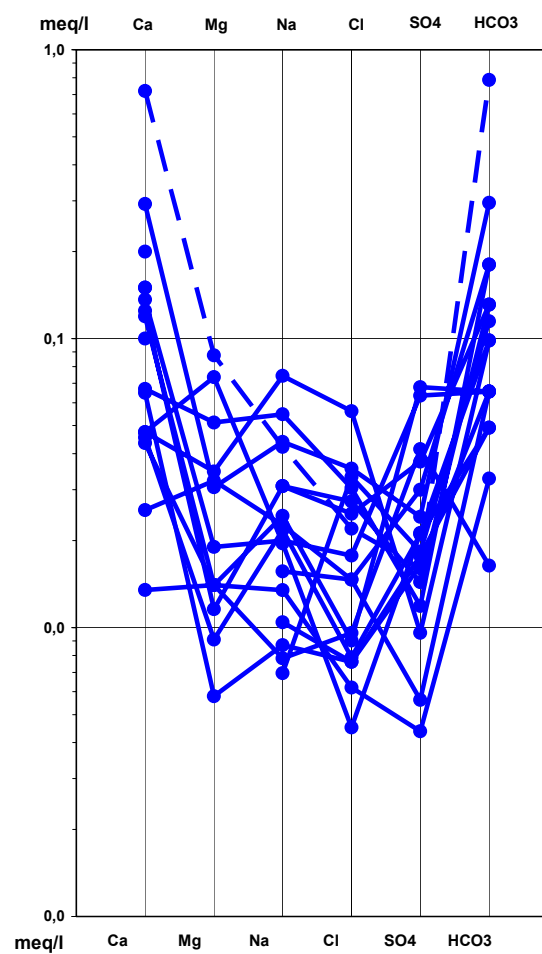
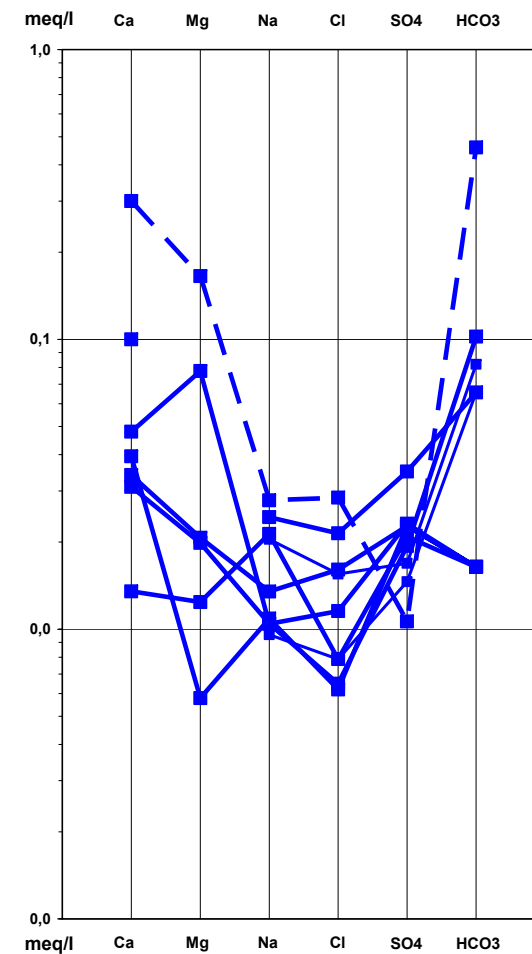
FUENMAYOR**CIANO****MATAPAÑOS**

Figura 3.6: Representación de los análisis químicos del agua de precipitación en los tres tomamuestras mediante diagramas Schoeller-Berkaloff (en línea discontinua se señalan los análisis erróneos).

Los análisis químicos realizados ponen de manifiesto una mayor concentración en los iones mayoritarios bicarbonato y calcio. El magnesio también presenta una importante concentración en algunos análisis y hay menor concentración en sulfato, sodio y cloruro, aunque sí es posible destacar una mayor concentración en sodio que en cloruro en la mayoría de las muestras. Se trata de un tipo de agua principalmente bicarbonatada cálcica (y/o cálcico magnésica).

Por otro lado, se han calculado los principales estadísticos de las concentraciones de los elementos mayoritarios, conductividad eléctrica y pH, de los análisis químicos representativos (Tabla 3.5). Se han representado los valores promedio, mediana y desviación estándar en el diagrama Schoeller-Berkaloff para conocer la composición química característica de toda el agua de precipitación analizada (Figura 3.7). Los resultados confirman de nuevo una mayor concentración en los iones mayoritarios de bicarbonato, calcio y magnesio.

Tabla 3.5: Datos estadísticos de los elementos mayoritarios (mg/l), de la conductividad eléctrica de laboratorio CE ($\mu\text{s}/\text{cm}$) y del pH de laboratorio. (Desv.= desviación estándar, C.VAR.= coeficiente de variación y N = número de análisis).

	rHCO_3^-	rSO_4^{2-}	rCl^-	rNO_3^-	rNa^+	rK^+	rCa^{2+}	rMg^{2+}	CE	Ph
MÍNIMO	0,02	0,004	0,005	0,002	0,004	0,001	0,014	0,004	6,0	4,8
MÁXIMO	0,30	0,07	0,06	0,09	0,07	0,07	0,29	0,08	34,0	8,0
PROMEDIO	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,08	0,03	17,2	6,2
MEDIANA	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	14,0	6,1
DESV.EST.	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,06	0,03	8,1	0,9
C.VAR.	78,70	58,02	76,73	89,04	79,55	160,85	70,93	90,86	47,1	14,4
N	31	31	31	29	31	31	31	22	31	31

Además, se han representado las relaciones iónicas principales (Custodio, 1983) y características de este entorno, $\text{rHCO}_3^-/\text{rCa}$, rMg/rCa , rSO_4/rCa y rCl/rNa (Figura 3.8). En general, se observa una relación $\text{rHCO}_3^-/\text{rCa}$ próxima a 1, un exceso relativo del calcio respecto al sulfato, un predominio del calcio respecto al magnesio y en menor proporción una relación rCl/rNa próxima o ligeramente inferior a 1. Dichas relaciones parecen poner de manifiesto que el proceso hidrogeoquímico dominante en el agua de precipitación es la disolución de calcita y en menor proporción la disolución de anhidrita/yeso y/o halita. Al diferenciar por punto de muestreo, tipo de muestreo (acumulada o por evento) y fecha de muestreo se ha podido observar que es la fecha de muestreo la que afecta principalmente a la composición química del agua de precipitación. El agua recogida entre los meses de julio y octubre presenta una mayor mineralización que las muestras recogidas entre noviembre y junio, independientemente del punto de muestreo y el tipo de muestreo realizado. En el caso de la relación rCl/rNa , no es posible apreciar tan claramente estas diferencias.

Para poder cuantificar la deposición total atmosférica al suelo (Alcalá, 2006, Martos, 2008), se han calculado los aportes de los elementos químicos principales (bicarbonato, calcio, magnesio, sulfato, cloruro y sodio) para cada uno de los análisis químicos disponibles en los tomamuestras instalados, utilizando los datos de precipitación recogidos en las estaciones meteorológicas de San Julián de Banzo y Ciano. Con esta información se han obtenido los datos máximo, mínimo, media, mediana, desviación estándar y coeficiente de variación de los aportes del agua de precipitación. En la tabla 3.6 se presentan los aportes de los principales iones

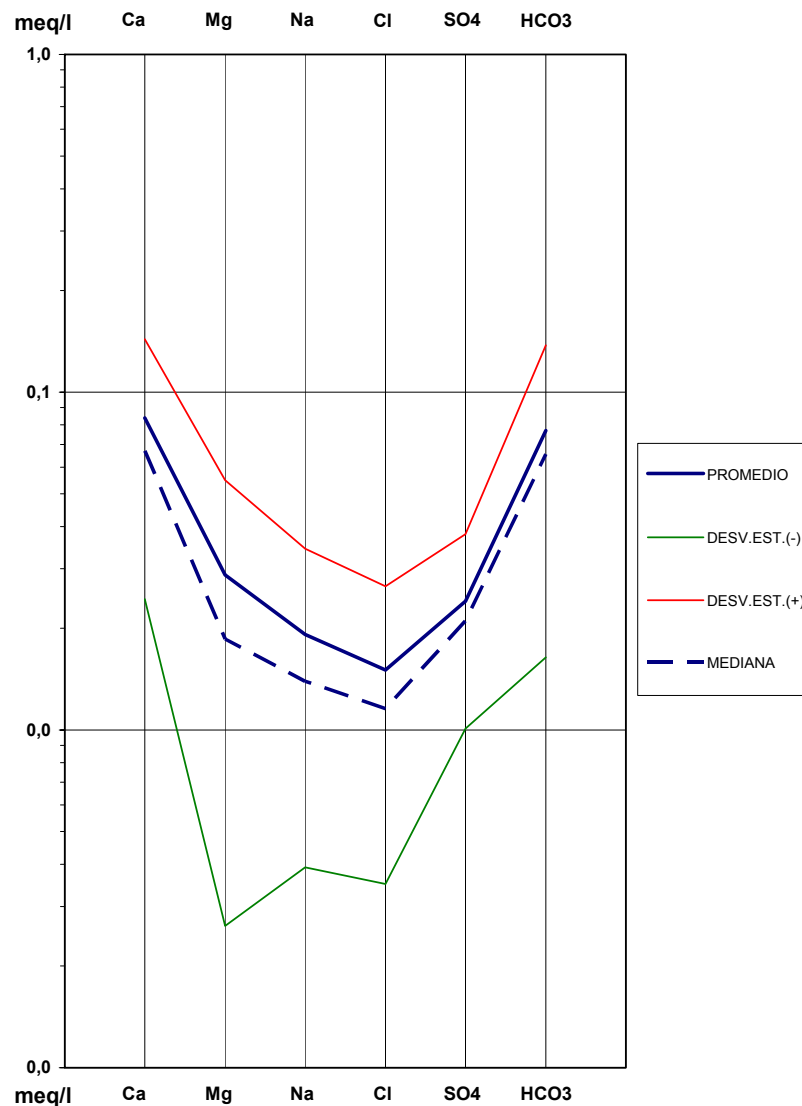


Figura 3.7: Diagramas Shoeller-Berkaloff con los valores promedio, mediana y desviación estándar de todos los análisis químicos del agua de precipitación.

característicos para cada tomamuestras y para toda el agua de precipitación. Los datos aquí obtenidos muestran en todos los casos mayores aportes en bicarbonato y calcio.

En la figura 3.9 se han representado los aportes de los iones principales teniendo en cuenta su evolución temporal para la lluvia analizada en Ciano. De esta forma ha sido posible representar la evolución de los mismos en el tiempo y su relación con la época de muestreo y cantidad de precipitación. Al tener pocos datos es difícil observar las variaciones de los aportes en el tiempo pero, en general, se puede decir que los mayores aportes suelen darse durante los periodos de estiaje y los menores aportes en los periodos húmedos. Sin embargo, es importante destacar que en general no parece existir una buena correlación entre los elementos mayoritarios y la precipitación, es decir a mayor precipitación no siempre se observa una mayor dilución y viceversa.

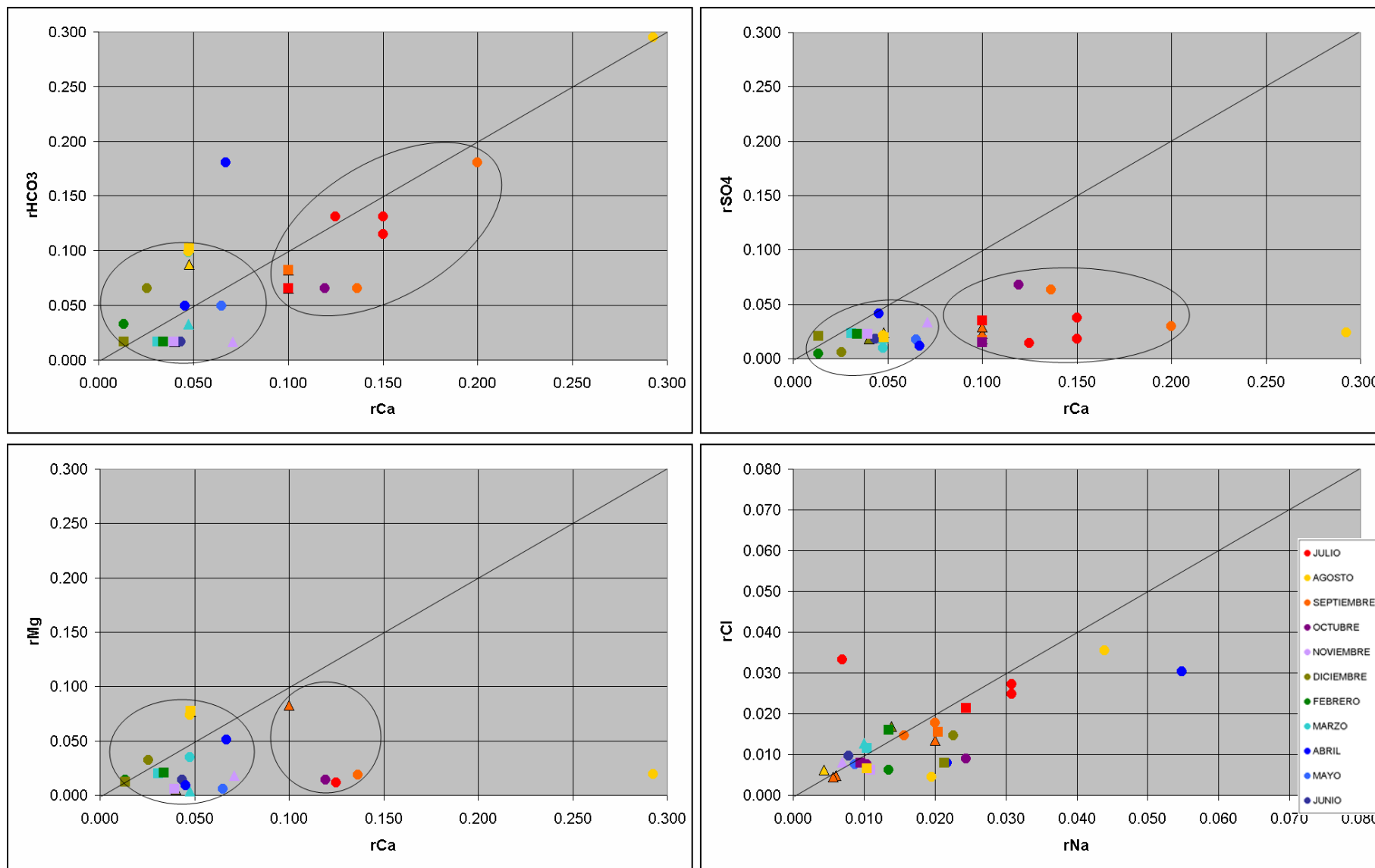


Figura 3.8: Principales relaciones iónicas diferenciadas por tomamuestras (\blacktriangle = Fuenmayor, \bullet = Ciano, \blacksquare = Matapaños), tipo de muestreo (símbolos delimitados en negro = muestreo por eventos, el resto acumulados) y mes de muestreo (Periodo 2009-2011).

La representación de todos los análisis químicos representativos del agua de precipitación y el cálculo de los estadísticos muestran un tipo de agua principalmente bicarbonatada cálcica (y/o cálcico magnésica) coherente con el predominio de las litologías carbonatadas a lo largo de toda la Sierra de Guara. Por esto, el estudio de las relaciones iónicas principales ($r\text{HCO}_3^-/r\text{Ca}$, $r\text{Mg}/r\text{Ca}$, $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$ y $r\text{Cl}/r\text{Na}$) pone de manifiesto que el proceso hidrogeoquímico dominante en el agua de precipitación es la disolución de calcita. Además, su composición hidrogeoquímica varía en función de la fecha de muestreo y no depende de la cota, a pesar de existir un gradiente topográfico importante. Es decir, el agua recogida durante los periodos secos presenta una mayor mineralización que las muestras recogidas en periodos húmedos. El cálculo del aporte medio y la mediana de los elementos mayoritarios del agua de lluvia confirman de nuevo un mayor aporte en bicarbonato y calcio que en el resto de los elementos. La representación de la evolución temporal de los aportes calculados en Ciano muestra de nuevo un mayor aporte durante los periodos secos y menores aportes durante los periodos húmedos. Además, parece que estos aportes están relacionados con la época en la que se muestrea y no con la cantidad de precipitación.

Tabla 3.6: Aportes de los elementos químicos principales del agua de lluvia (g/m^2) correspondiente a cada tomamuestras y a toda el agua de precipitación, donde se ha calculado además el aporte anual medio (g/m^2 año).

		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
FUENMAYOR	MINIMO	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00
	MAXIMO	0,22	0,05	0,02	0,01	0,09	0,04
	MEDIA	0,11	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01
	MEDIANA	0,12	0,04	0,01	0,01	0,04	0,00
	DESV.	0,08	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
	C.VAR.	67,66	26,86	45,46	49,82	49,83	114,40
	N	7	7	7	7	7	5
CIANO	MINIMO	0,10	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
	MAXIMO	1,10	0,20	0,09	0,10	0,40	0,06
	MEDIA	0,34	0,07	0,04	0,03	0,10	0,02
	MEDIANA	0,20	0,06	0,03	0,02	0,08	0,01
	DESV.	0,29	0,05	0,03	0,02	0,09	0,02
	C.VAR.	86,49	78,01	73,72	81,02	87,70	104,02
	N	16	16	16	16	16	12
MATAPAÑOS	MINIMO	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
	MAXIMO	0,50	0,08	0,06	0,05	0,20	0,06
	MEDIA	0,18	0,06	0,02	0,02	0,07	0,02
	MEDIANA	0,12	0,06	0,02	0,02	0,06	0,01
	DESV.	0,18	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02
	C.VAR.	97,41	33,54	64,38	59,99	83,69	124,65
	N	8	8	8	8	8	5
TODO	MINIMO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
	MAXIMO	1,10	0,20	0,09	0,10	0,40	0,06
	MEDIA	0,25	0,06	0,03	0,02	0,08	0,02
	MEDIANA	0,17	0,05	0,02	0,02	0,06	0,01
	DESV.	0,25	0,04	0,02	0,02	0,08	0,02
	C.VAR.	100,07	68,63	83,41	92,30	91,11	106,73
	N	31	31	31	31	31	22
	Ap Total	7,65	1,77	0,83	0,70	2,58	0,38
	Nº días	1198	1198	1198	1198	1198	1198
	Ap Anual Medio	2,33	0,54	0,25	0,21	0,78	0,12

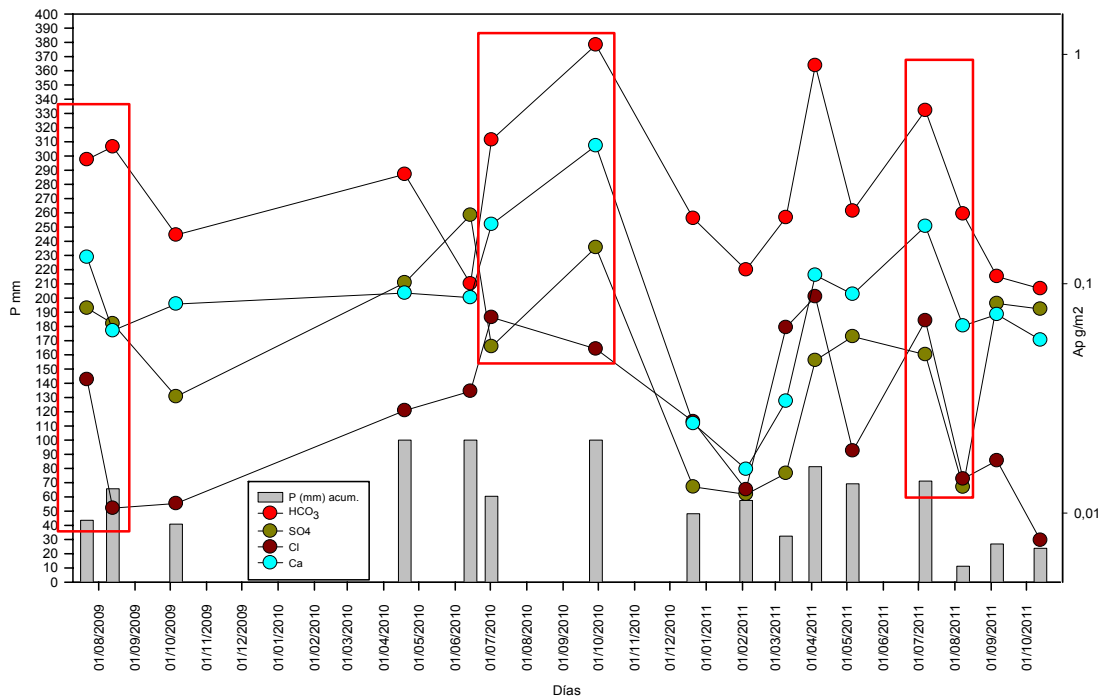


Figura 3.9: Evolución temporal de los aportes del agua de precipitación en el tomamuestras de Ciano. En los recuadros rojos se destacan los aportes en los periodos de estiaje.

Finalmente, al comparar la composición química del agua de precipitación en este sector con los análisis químicos realizados en otras zonas de estudio próximas al Pirineo, se ha observado que en general, y a pesar de los pocos análisis realizados, los resultados son coherentes, aunque con una mineralización ligeramente menor (Tabla 3.7).

Tabla 3.7: Composición química de la lluvia en diferentes localidades (n = nº de datos; iones = mg/l).

	Lachein (Pirineo Central) (Andreo,	Larra (Pirineo Occidental) (Andreo,	Estaña (Sierra Marginales)	Sierra de Guara (Sierras Exteriores)
n	14	12	65	31
Ca ²⁺		1,3	2,1-4,2	1,68
Mg ²⁺			1-1,3	0,35
Na ⁺	0,4	0,6	0,4-2,2	0,44
K ⁺			0,1-0,3	0,34
Cl ⁻	0,8	1,4	0,8-1,8	0,53
HCO ₃ ⁻		8	4,4-11,2	4,7
SO ₄ ²⁻	4		3-5	1,15
	Bakalowicz, 1979	López- Martínez et al., 1984	Pérez-Bielsa, 2013	Tesis Fuenmayor

Por otra parte, para caracterizar isotópicamente el agua de precipitación de la zona de estudio se ha representado la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de todos los análisis isotópicos realizados, diferenciando por tomamuestras y fecha de muestreo. Con esta representación ha sido posible observar su relación con la Línea Meteorológica Mundial (LMM) y la Línea Meteorológica Mediterránea (LMME) (Figura 3.10). Además se ha realizado un tratamiento estadístico de los análisis isotópicos obteniendo los valores máximo, mínimo, media, mediana y desviación estándar (Tabla 3.8).

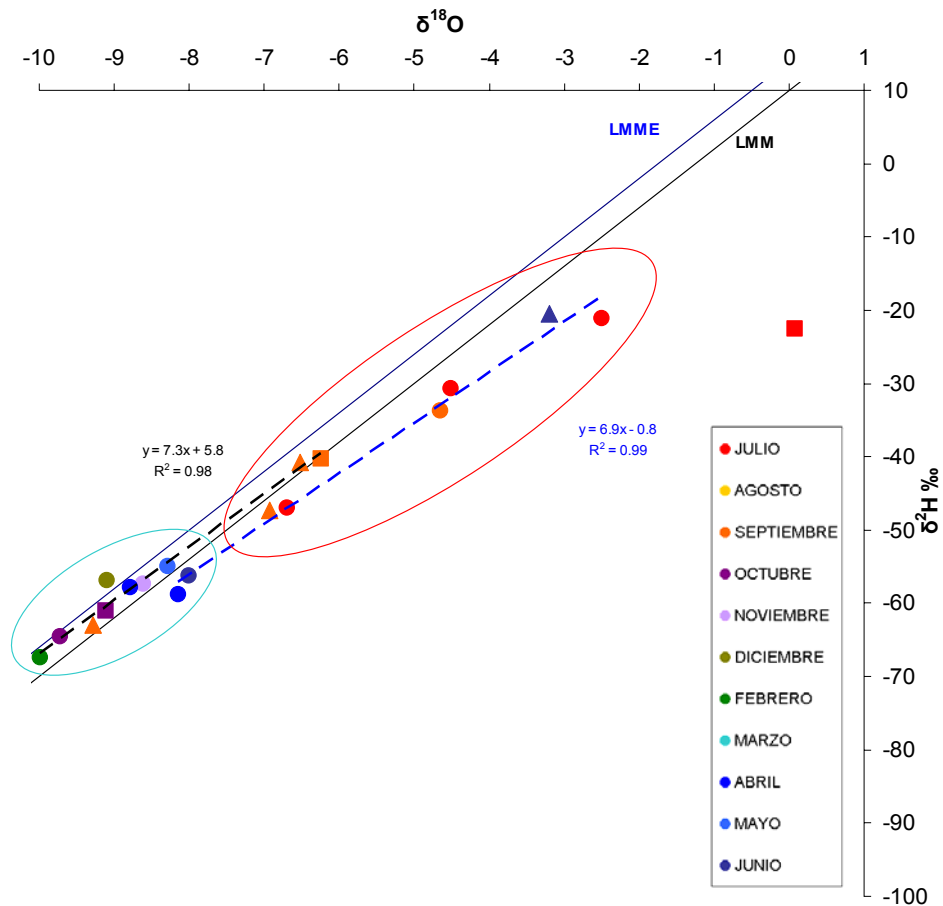


Figura 3.10: Diagrama $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de todos los análisis isotópicos del agua de precipitación. (\blacktriangle = Fuenmayor, \bullet = Ciano, \blacksquare = Matapaños),

Tabla 3.8: Datos isotópicos de ^{18}O y D del agua de precipitación de los tres tomamuestras.

TOPONIMIA	PERIODO MUESTREO		TIPO_MUESTREO	ISOTOPOS AMBIENTALES		
	DE	A		$d^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	$d\text{D}_{\text{VSMOW}}$	d
MP-FUENMAYOR	20/09/2009	20/09/2009	Evento	-6.52	-40.70	11.42
	27/06/2010	27/06/2010	Evento	-3.20	-20.43	5.19
	20/09/2010	20/09/2010	Evento	-9.29	-62.99	11.33
	24/09/2010	24/09/2010	Evento	-6.93	-47.35	8.11
MP-CIANO	26/05/2009	22/07/2009	Acumulada	-4.51	-30.64	5.47
	03/09/2009	06/10/2009	Acumulada	-9.72	-64.61	13.13
	06/10/2009	19/04/2010	Acumulada	-8.14	-58.80	6.32
	19/04/2010	14/06/2010	Acumulada	-8.00	-56.20	7.80
	14/06/2010	02/07/2010	Acumulada	-6.70	-47.06	6.51
	02/07/2010	29/09/2010	Acumulada	-4.65	-33.67	3.57
	29/09/2010	24/11/2010	Acumulada	-8.61	-57.40	11.48
	24/11/2010	21/12/2010	Acumulada	-9.09	-56.90	15.82
	21/12/2010	04/02/2011	Acumulada	-9.99	-67.50	12.42
	10/03/2011	04/04/2011	Acumulada	-8.78	-57.90	12.34
	04/04/2011	06/05/2011	Acumulada	-8.29	-54.90	11.42
	03/06/2011	07/07/2011	Acumulada	-2.49	-21.10	-1.18
MP-MATAPAÑOS	03/09/2009	06/10/2009	Acumulada	-9.10	-61.03	11.81
	06/10/2009	02/07/2010	Acumulada	0.08	-22.63	-23.28
	02/07/2010	29/09/2010	Acumulada	-6.24	-40.31	9.61
MINIMO				-9.99	-67.50	-1.18
MAXIMO				-2.49	-20.43	15.82
MEDIA				-7.24	-48.86	9.03
MEDIANA				-8.07	-55.55	10.47
DESV.				2.25	14.63	4.16
N				18	18	18
MEDIA-PERIODO SECO				-5.61	-38.25	6.67
MEDIA-PERIODO HUMEDO				-8.86	-59.47	11.39

En general es posible observar una composición isotópica relativamente homogénea, con un valor medio de $-7,24 \text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ y de $-48,86 \text{‰ } \delta^2\text{H}$. El valor medio de exceso de deuterio es de $9,13 \text{‰}$ (Tabla 3.13). Estos datos indican una composición isotópica próxima a la Línea Meteorica Mundial (LMM) y son coherentes con los resultados obtenidos en otras áreas del Pirineo (Pérez-Bielsa, 2013).

Sin embargo, y a pesar de esta cierta homogeneidad, es posible apreciar que los análisis isotópicos del agua de precipitación recogidos durante los meses de julio a septiembre presentan una composición isotópica mucho más pesada y algo alejadas de la LMM, con un valor medio en exceso de deuterio de $6,67 \text{‰}$. Además, al calcular la ecuación de la línea de ajuste de estos análisis se obtiene una pendiente de $6,9 \text{‰ } \delta^{18}\text{O}$, indicativa de un fraccionamiento isotópico relacionado probablemente con la evaporación durante la precipitación (Raya, 2003). Si la evaporación se hubiera producido en lámina libre la pendiente estaría en torno a 4-5 (IAEA, 2001). Por otra parte, los análisis isotópicos recogidos durante los meses de octubre a junio presentan una composición mucho más ligera y homogénea, y se sitúan entre la LMME y la LMM, con un valor medio en exceso de deuterio de $11,39 \text{‰}$. Además, se ha podido comprobar que la muestra recogida en Matapaños en julio de 2010 está evaporada, por lo que no se ha tenido en cuenta ni en la caracterización isotópica ni en el tratamiento estadístico de los análisis isotópicos.

A partir de toda la información analizada parece evidente que la composición isotópica del agua de precipitación parece estar relacionada más bien con la época del año y no con la cota a la que se realiza el muestreo. Esta información, en un principio, parece coherente con la variabilidad isotópica estacional y de temperatura del agua de precipitación. Sin embargo, al calcular el promedio de la composición isotópica para cada uno de los tomamuestras (periodo 2009-2010) y representarlo en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ -altitud, ha sido posible observar un gradiente altitudinal. Es decir, a pesar de los pocos análisis realizados, ha sido posible definir una línea altitudinal local obteniendo un gradiente de $-0,21 \text{‰ } \delta^{18}\text{O}/100 \text{ m}$ y de $-1,42 \text{‰ } \delta^2\text{H}/100 \text{ m}$ (Figura 3.11).

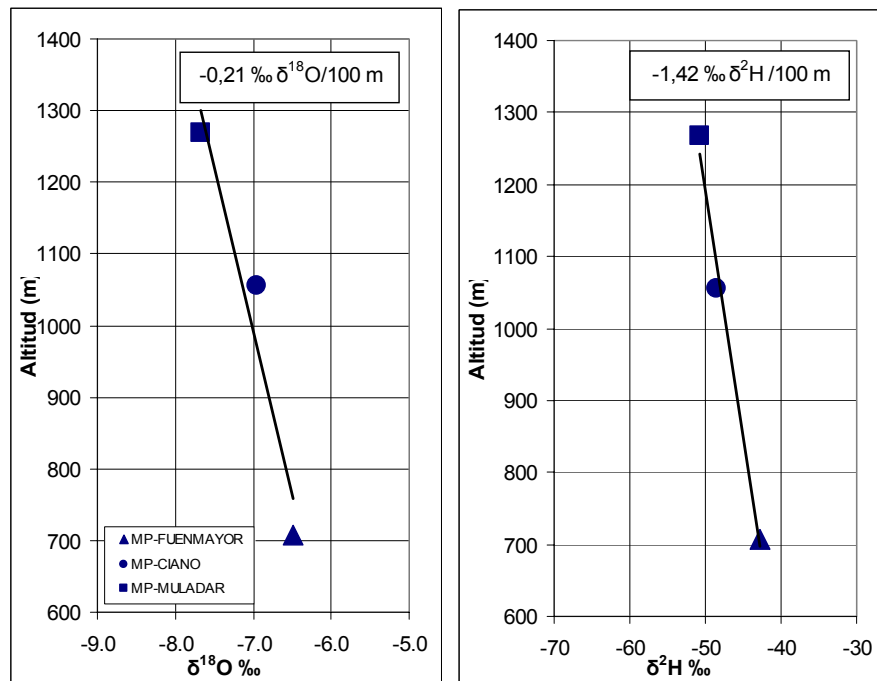


Figura 3.11: Representación de la línea altitudinal local con la composición isotópica media de cada tomamuestras.

3.4.2 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Para la caracterización hidrogeoquímica e isotópica del **agua subterránea** en el entorno de la Sierra de Guara, se han recopilado los análisis químicos e isotópicos (^{18}O , ^2H y ^3H) disponibles desde 1985 hasta 2007 y se han realizado nuevas campañas para análisis químicos e isotópicos (^{18}O , ^2H y ^3H) durante el periodo de esta tesis, entre 2009 y 2011. Estos análisis corresponden a las siguientes campañas de muestreo:

a) Campaña 1984-2007. Durante este periodo se han recopilado un total de 40 análisis químicos, principalmente de la base de datos de la CHE. Estos análisis corresponden a 22 manantiales y 1 sondeo (Tabla 3.9). La mayoría de estos puntos de agua presentan un solo análisis químico a excepción de Ibones de Banastás (9 análisis), Baños de Nueno (7 análisis), Pozo Pirotecnia (2 análisis), Fuente San Mamés (2 análisis) y Fuensanta (2 análisis). El error en el balance iónico (según Custodio y Llamas, 1983) de los análisis químicos recopilados es inferior al 7% para el 63% de los análisis considerados, el otro 37% restante presenta un error superior no admisible. La conductividad eléctrica mínima de las muestras analizadas es de 295 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la máxima de 1510 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH mínimo es de 6,90 y el máximo de 8,30. Los análisis químicos de esta campaña fueron realizados por los laboratorios del Instituto Tecnológico Geominero de España y Confederación Hidrográfica del Ebro. En bastantes ocasiones estos análisis químicos son incompletos al no determinarse alguno de los elementos mayoritarios.

b) Campaña 2009. Con el objetivo de llegar a caracterizar la composición química del agua que drenan los principales materiales permeables aflorantes en la Sierra de Guara se realizó una primera campaña de muestreo en el marco de esta tesis. Por un lado se muestrearon todos los puntos de agua posibles entre la zona 1 y 2 (antes definidas), y por otro, se seleccionaron, en el entorno de estas sierras, aquellos puntos de agua en el que se está seguro del material permeable que drenan. La campaña de campo se llevó a cabo entre agosto y septiembre de 2009 y se realizaron 26 análisis químicos de agua subterránea en 24 manantiales y 2 sondeos (Tabla 3.10). En cada uno de los puntos, siempre que fue posible, se midieron “in situ” el pH, la conductividad eléctrica, la temperatura, el Eh y la alcalinidad del agua. El 92 % de los análisis químicos presentan un error en el balance iónico admisible (inferior al 6%), el otro 8% de los análisis presentan un error ligeramente superior al admisible. La conductividad eléctrica mínima de las muestras analizadas es de 225 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la máxima de 1944 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH mínimo es de 6,96 y el máximo de 8,05. Los análisis químicos de esta campaña fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España.

c) Campaña 2010. Con el fin de completar y asegurar la caracterización hidrogeoquímica del agua que drenan los principales materiales permeables se realizó otra campaña de muestreo entre agosto y septiembre de 2010. Durante este periodo se realizaron un total de 17 análisis químicos en 15 manantiales y 2 sondeos (Tabla 3.11). En cada uno de los puntos, siempre que fue posible, se midieron “in situ” el pH, la conductividad eléctrica, la temperatura y la alcalinidad del agua. El 100% de los análisis químicos presentan un error en el balance iónico admisible (inferior al 6%). La conductividad eléctrica mínima de las muestras analizadas es de 308 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la máxima de 1785 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH mínimo es de 7,36 y el máximo de 7,86. Los

análisis químicos fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España. Durante este mismo periodo se realizaron un total de 22 análisis isotópicos estables de ^{18}O y ^2H , en 20 manantiales y 2 sondeos. Los análisis de isótopos se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid. Además, en verano de 2010, se realizaron un total de 5 muestreos para análisis de Tritio (^3H) con un valor mínimo de $3,3 \pm 0,36$ y máximo de $4,52 \pm 0,40$, y se analizaron en el Laboratorio de Hidrología Isotópica CETA (CEDEX) en Madrid.

Por otro lado, y fuera de las campañas, se recogieron algunas muestras de agua subterránea entre 2009 y 2011, con el objetivo de controlar todos los puntos de agua próximos al manantial de Fuenmayor. Se trata de 12 análisis químicos en 9 manantiales y 3 sondeos (Tabla 3.12). En cada uno de estos puntos se midieron “in situ” el pH, la conductividad eléctrica, la temperatura del agua, el Eh, la alcalinidad y el oxígeno disuelto. El 92% de los análisis químicos presentan un error en el balance iónico admisible (inferior al 6%). La conductividad eléctrica mínima de las muestras analizadas es de $212 \mu\text{S}/\text{cm}$ y la máxima de $1638 \mu\text{S}/\text{cm}$. El pH mínimo es de 7,28 y el máximo de 7,91. Los análisis químicos de esta campaña fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España. Durante este mismo periodo se realizaron 2 análisis de isótopos estables (^{18}O y ^2H). Los análisis de isótopos se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid.

Finalmente, para realizar la caracterización hidrogeoquímica e isotópica del **manantial de Fuenmayor** se han considerado los análisis químicos recopilados entre 1989 a 2006 (sin un periodo de muestreo concreto) y los realizados en el marco de esta tesis entre 2009 a 2011 (con muestreos realizados en las campañas 2009-2010 y fuera de campaña, y por muestreos quincenales y horarios). En total se han realizado 54 análisis químicos (Tabla 3.13), y siempre que fue posible se midió “in situ” el pH, la conductividad eléctrica, la temperatura del agua, el Eh, la alcalinidad y el oxígeno disuelto, además de los datos horarios de conductividad eléctrica y temperatura recogidos por la estación hidrológica de Fuenmayor. Al comparar el porcentaje de error del balance iónico con la conductividad eléctrica (según Custodio y Llamas, 1983), el 63 % presentan un error en el balance iónico admisible (inferior al 6%). La conductividad eléctrica mínima de las muestras analizadas es de $265 \mu\text{S}/\text{cm}$ y la máxima es de $449 \mu\text{S}/\text{cm}$. El pH mínimo es de 6,80 y el máximo de 8,10. Los análisis químicos de esta campaña fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España. También, durante el periodo de esta tesis se han realizado un total de 27 análisis isotópicos estables de ^{18}O y ^2H y solo se ha recopilado un análisis isotópico en 1993. Los análisis de isótopos se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid. Además, en verano de 2010, se realizaron cuatro muestreos para Tritio (^3H) con un valor promedio de $4,16 \pm 0,38$, y se analizaron en el Laboratorio de Hidrología Isotópica CETA (CEDEX) en Madrid.

Tabla 3.11: Puntos de agua con análisis químico e isotópico (^{18}O , ^2H y ^3H). Campaña 2010.
 (Elementos mayoritarios = meq/l; Conductividad eléctrica (CE) = $\mu\text{S}/\text{cm}$; T^a = $^{\circ}\text{C}$; Eh = Mv; ALCALI. = mg/l de HCO_3^- ; Error % = $200 * (\Sigma \text{Cat} - \Sigma \text{An}) / (\Sigma \text{Cat} + \Sigma \text{An})$; ADM = Admissible; d (exceso deuterio), ^3H (Tritio) = UT).

PTO Nº	ZONA	Nº CHE	FECHA	NºANA	TOPONIMIA	X (UTM)	Y (UTM)	COTA	T.MUNICIPAL	TIPO	FUENTE_INF	EDAD	PARÁMETROS CAMPO												ANÁLISIS QUÍMICO										ANÁLISIS ISOTÓPICO				
													pH	CE	T ^a	ALCALL	DOO	rHCO ₃	rSO ₄	rCl	rNO ₃	rNa	rK	rCa	rMg	CE	pH	SUMCAT	SUMAN	TOTL	Error %	ADM	d ¹⁸ O‰	d ² H‰	d ³ H‰	3H	ERROR		
																																						OD %	OD %
4	1	2911-7-0013	26/08/2010	1	PIROTÉCNIA. POZO SGOP	719522	4678141	780	LOPORZANO	S	CHE	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	7,12	484	22,8	341,6	0,70	4,30	0,19	0,16	0,01	0,21	0,01	4,10	0,58	441,00	7,51	4,90	4,65	9,56	5,23	SI	-8,84	-63,7	7,0	4,52	±0,4		

Tabla 3.12: Puntos de agua con análisis químico e isotópico (^{18}O y ^2H). Campaña 2009-2011.
 (Elementos mayoritarios = meq/l; Conductividad eléctrica (CE) = $\mu\text{S}/\text{cm}$; T^a = $^{\circ}\text{C}$; Eh = Mv; ALCALI. = mg/l de HCO_3^- ; Error % = $200 * (\Sigma \text{Cat} - \Sigma \text{An}) / (\Sigma \text{Cat} + \Sigma \text{An})$; ADM = Admissible; d (exceso deuterio)

PTO Nº	ZONA	Nº CHE	FECHA	NºANA	TOPONIMIA	X (UTM)	Y (UTM)	COTA	T.MUNICIPAL	TIPO	FUENTE_INF	EDAD	PARÁMETROS CAMPO												ANÁLISIS QUÍMICO										ANÁLISIS ISOTÓPICO				
													pH	CE	T ^a	Eh	ALCALL	OD %	DOO	rHCO ₃	rSO ₄	rCl	rNO ₃	rNa	rK	rCa	rMg	CE	pH	SUMCAT	SUMAN	TOTL	Error %	ADM	d ¹⁸ O‰	d ² H‰	d ³ H‰		
																																						OD %	OD %
2	1	2911-7-0004	25/07/2011	1	FUENMAYOR (GORGA MORA)	719090	4678790	709	LOPORZANO	S	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	7,32	385	15,7	41	210	29,1	1,00	2,20	0,12	0,10	0,01	0,13	0,01	2,00	0,41	216,00	7,41	2,55	2,42	4,98	5,16	SI					

3.4.2.1 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA REGIONAL

Para establecer la caracterización hidrogeoquímica regional del agua subterránea se han tomado como punto de partida todos los análisis químicos recopilados en la campaña 1984-2007 y los realizados en esta tesis doctoral (2009-2011). De esta forma, se han representado los análisis completos y con error admisible por medio de un diagrama Piper (Figura 3.12). En general, es posible observar una relativa homogeneidad química espacial, destacando mayoritariamente un tipo de agua bicarbonatada cálcica y/o cálcico magnésica, coherente con el predominio de los materiales carbonatados predominantes en la Sierra de Guara. Sin embargo, en menor proporción, también se observa un tipo de agua sulfatada cálcica y clorurada sódica.

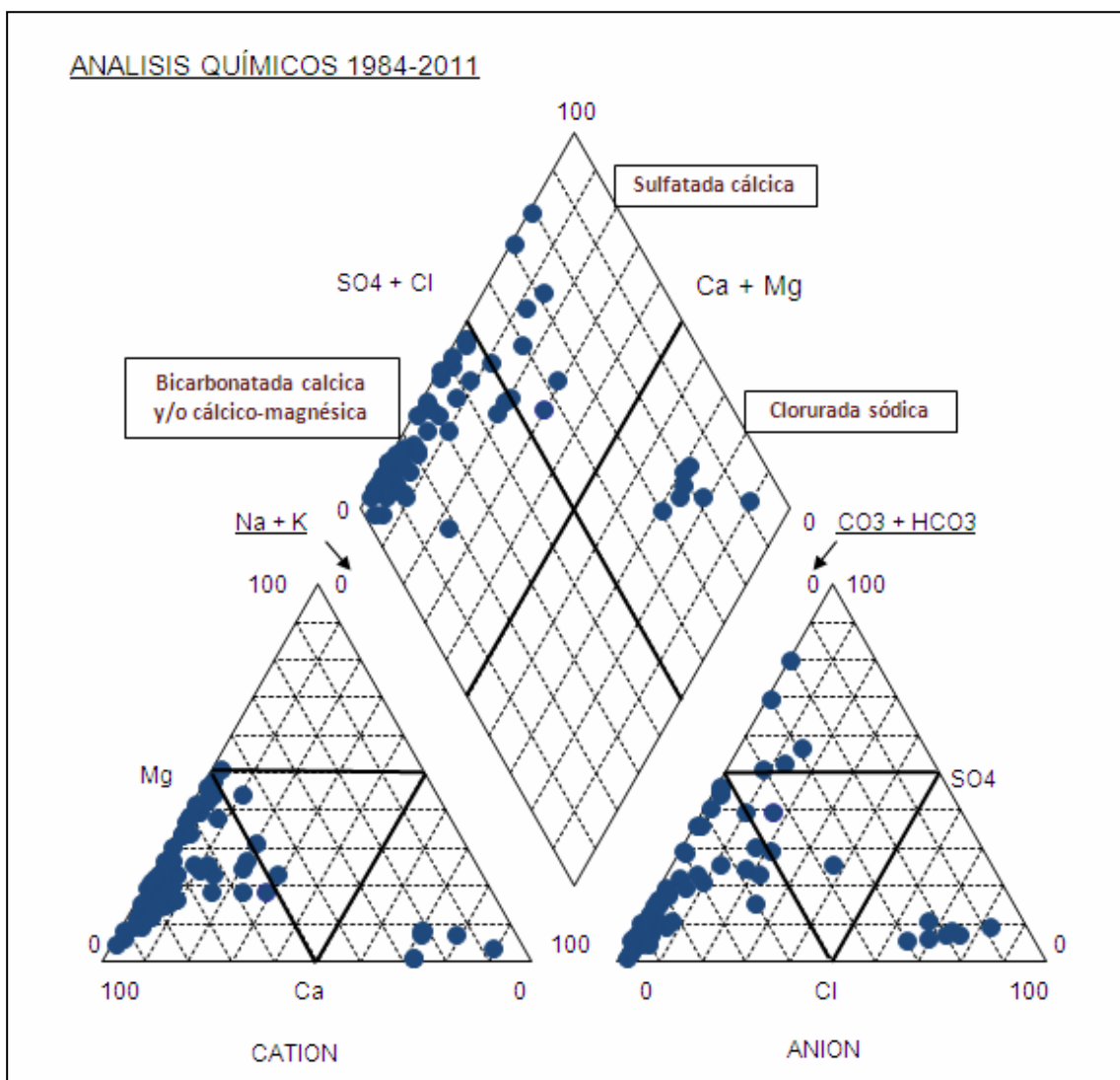


Figura 3.12: Diagrama Piper de todos los análisis químicos realizados entre 1984 y 2011.

A partir de los diferentes tipos de agua definidos, y con el objetivo principal de llegar a caracterizar hidrogeoquímicamente cada uno de los materiales permeables aflorantes en el entorno de la Sierra de Guara, se han seleccionado aquellos puntos de agua en los que se está seguro del tramo permeable que drenan. Para ello se han representado, por medio de diagramas Schoeller-Berkaloff, los materiales permeables característicos de estas sierras y el tipo de agua que drenan (Figura 3.13). Además, para completar esta caracterización hidrogeoquímica se han representado y estudiado las relaciones iónicas principales ($r\text{HCO}_3/\text{rCa}$, $r\text{Mg}/\text{rCa}$, $r\text{SO}_4/\text{rCa}$ y $r\text{Cl}/\text{rNa}$) de estos grupos (Figura 3.14).

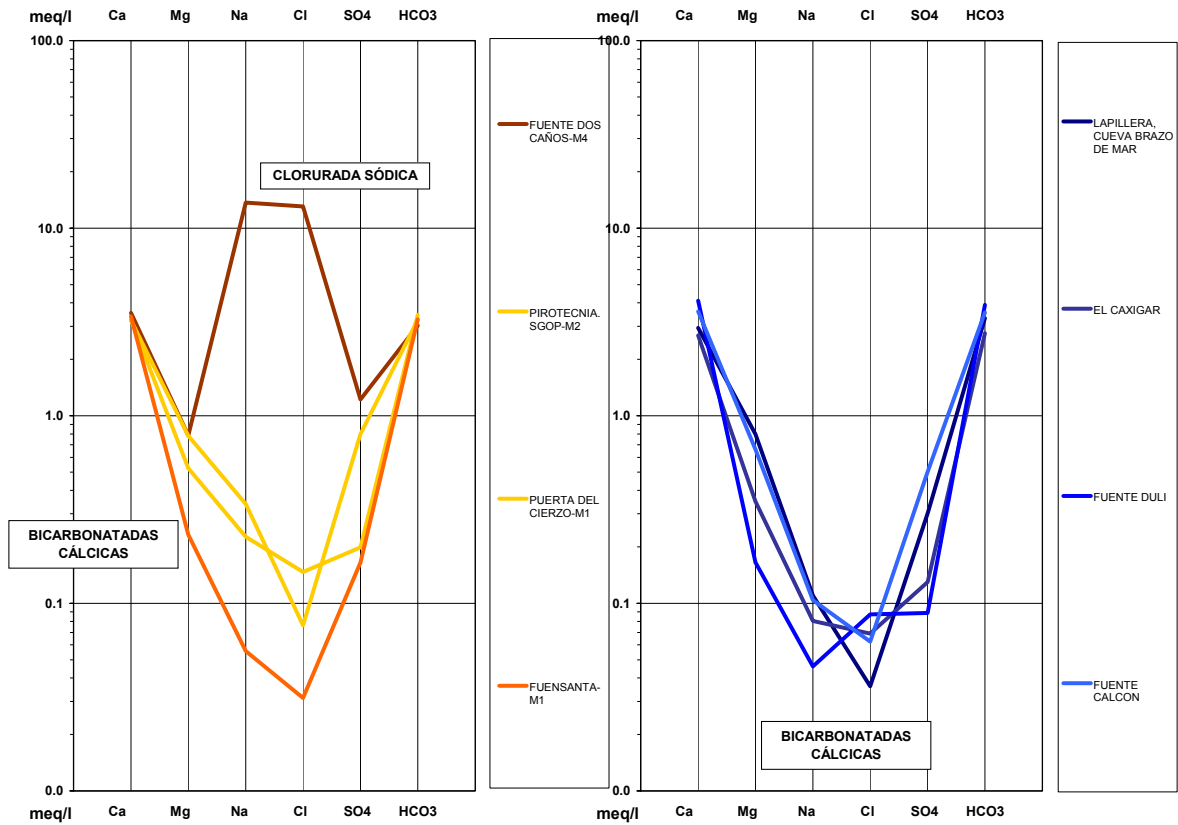
Las calizas de la Formación Calizas de Guara (Eoceno), representan claramente un tipo de agua bicarbonatada cálcica con una baja mineralización ($\text{CE} = 285\text{-}388 \mu\text{S}/\text{cm}$) y una concentración alta en Mg^{2+} en comparación con Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} . Las calizas bioclásticas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) se caracterizan por presentar también un tipo de agua bicarbonatada cálcica con baja mineralización ($\text{CE} = 276\text{-}325 \mu\text{S}/\text{cm}$), con una hidroquímica muy similar a las calizas de Guara, aunque con un cierto mayor contenido en Mg^{2+} (Figura 3.13). Por otra parte, las calizas y dolomías de la Formación Pont de Suert (Facies Muschelkalk-Triásico) presentan claramente un tipo de agua bicarbonatada cálcico-magnésica ($r\text{Mg}/\text{rCa} \approx 1$) con una mayor mineralización ($\text{CE} = 375\text{-}443 \mu\text{S}/\text{cm}$) y una concentración alta en SO_4 en comparación con Na^+ y Cl^- . Un solo punto de agua representativo de las arcillas y los yesos, posiblemente de la Facies Keuper (Triásico), da un tipo de agua sulfatada cálcica, con alta concentración en Mg^{2+} y mucho más mineralizada ($\text{CE} = 1133 \mu\text{S}/\text{cm}$). Por último, los conglomerados masivos y areniscas de la Formación Uncastillo (Mioceno) presentan un tipo de agua principalmente bicarbonatada cálcica pero con una importante variabilidad en la concentración de los iones Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} , a excepción de un análisis que presenta un tipo de agua clorurada sódica mucho más mineralizada ($\text{CE} = 240\text{-}1671 \mu\text{S}/\text{cm}$).

La representación de las relaciones iónicas $r\text{HCO}_3/\text{rCa}$, $r\text{Mg}/\text{rCa}$, $r\text{SO}_4/\text{rCa}$ y $r\text{Cl}/\text{rNa}$ (Figura 3.15), ha puesto de manifiesto los principales procesos hidrogeoquímicos desde un punto de vista cualitativo. Para las calizas de la Formación Guara (Eoceno), calizas del Cretácico superior y los conglomerados y areniscas de la Formación Uncastillo (Mioceno) el proceso dominante parece ser la disolución de calcita, con una relación $r\text{HCO}_3/\text{rCa}$ próxima a 1. Sin embargo, las calizas y dolomías de la Facies Muschelkalk (Triásico) presentan una relación próxima a 1 de $r\text{Mg}/\text{rCa}$ lo que parece indicar un proceso de disolución de dolomita. En la muestra de agua representativa de las arcillas y yesos del Triásico, el proceso dominante parece ser la disolución de yeso y/o anhidrita. Por último, llama la atención que un análisis químico de las areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo (Mioceno) presente, al igual que para el resto de tramos permeables, una relación $r\text{Cl}/\text{rNa}$ próxima a 1, pero con una concentración mucho mayor, indicativa de un claro proceso de disolución de halita.

Por otra parte, conocer la composición isotópica del agua subterránea ha supuesto un paso más en la caracterización hidrogeoquímica regional. Para esto se ha representado la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de todos los análisis isotópicos de la precipitación y los análisis de agua subterránea realizados durante la campaña de verano 2010, observando su relación con la Línea Meteórica Mundial (LMM) y la Línea Meteórica Mediterránea (LMME) (Tabla 3.11-Figura 3.15).

MIOCENO-Fm. Uncastillo (Conglomerados (M1), conglomerados y areniscas (M2), areniscas y lutitas (M4)).

EOCENO- Fm. Calizas de Guara



CRETÁCICO SUP.-Fm. Adraén y Bona (calizas)

TRIÁSICO-Fm. Pont de Suert (Facies Muschelkalk (calizas y dolomías) y Keuper (arcillas y yesos))

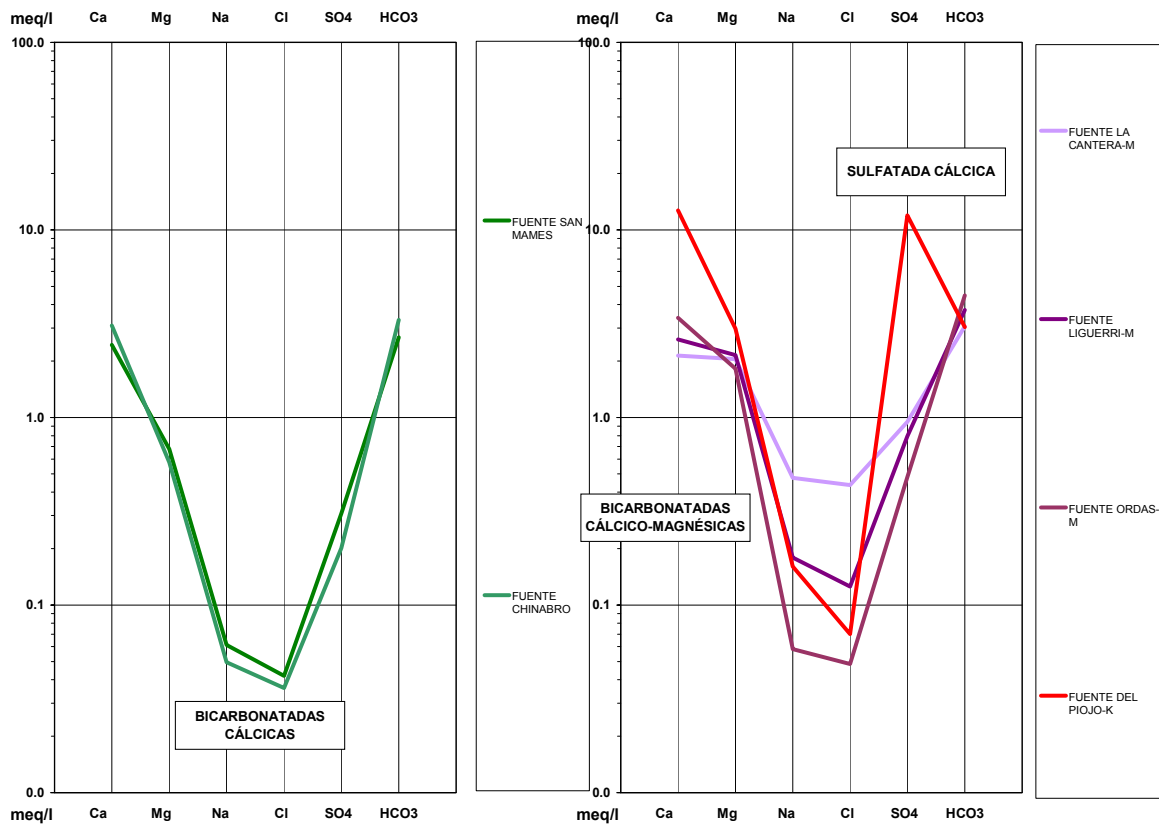


Figura 3.13: Diagrama Schoeller-Berkaloff de los diferentes tipos de agua agrupados por los principales materiales permeables.

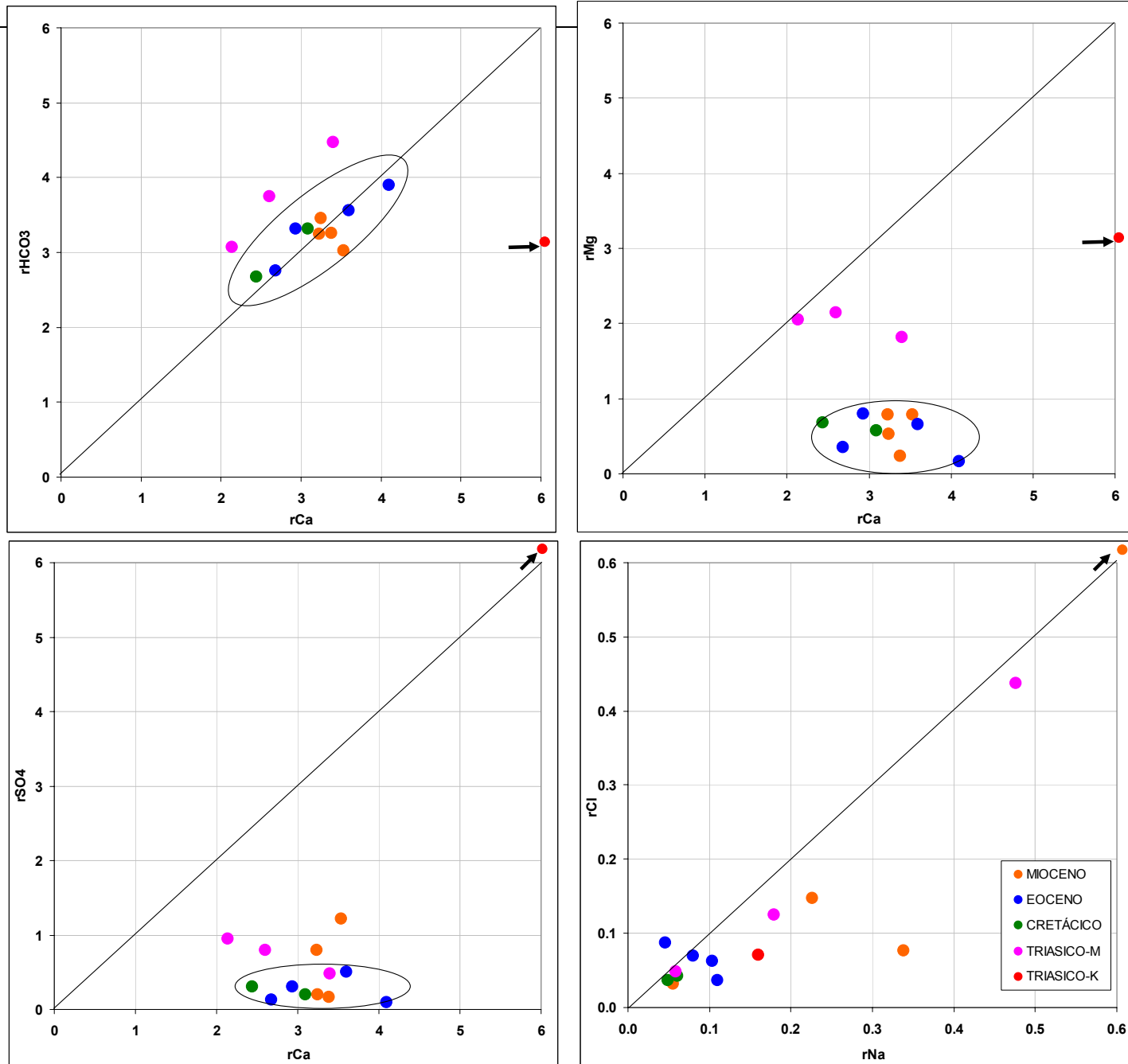


Figura 3.14: Principales relaciones iónicas de los diferentes grupos de materiales permeables.

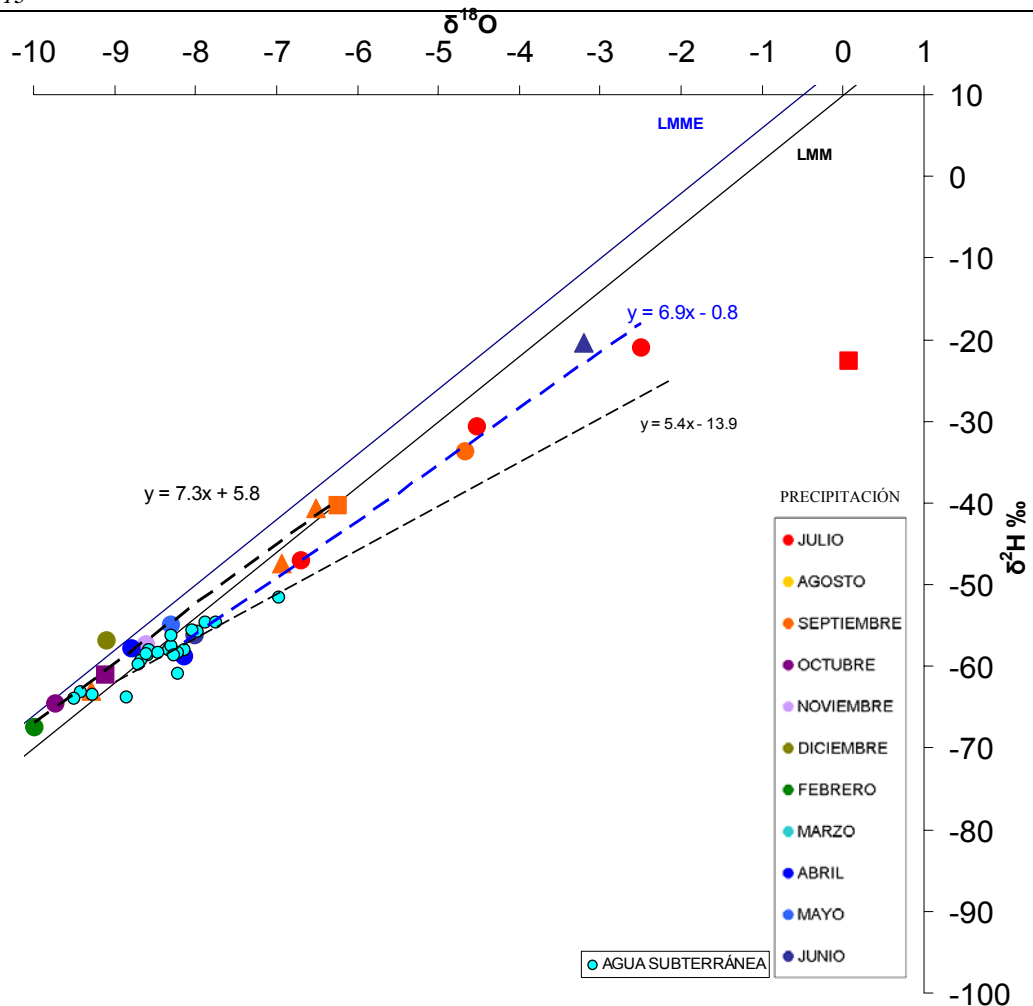


Figura 3.15: Diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ del agua subterránea y precipitación, en el entorno de la Sierra de Guara (2010).

En general, se podría decir que la composición isotópica obtenida para el agua subterránea es bastante homogénea, próxima a la LMME. Sin embargo, se ha podido comprobar que la mayoría de los análisis isotópicos realizados para agua subterránea se ajustan a una recta con pendiente 5,4 lo que indica la influencia de un fraccionamiento isotópico por evaporación en lámina libre (IAEA. 2001). El resto de análisis (no evaporadas) se ajustan mejor a la LMM con un valor promedio en exceso de deuterio de 10,1 ‰, y con una recta de ajuste de pendiente 7,3, similar a la del agua de precipitación para las muestras recogidas durante los meses de otoño, invierno y primavera. Es decir, el agua subterránea presenta una composición isotópica similar al agua de precipitación y no parece haber sufrido ningún proceso modificador durante la recarga.

Finalmente, se ha querido definir una primera línea altitudinal local a partir de la composición isotópica del agua subterránea que no ha sufrido evaporación y compararla con la obtenida a partir de la precipitación. Para esto se han seleccionado aquellos manantiales que drenan acuíferos colgados, y son representativos, a priori, del agua de lluvia homogeneizada. De esta forma, los principales manantiales que cumplen estas características son: Magdalena (58), Duli (66), San Martín (7) y San Mamés (41) (Figura 3.3 y Tabla 3.14).

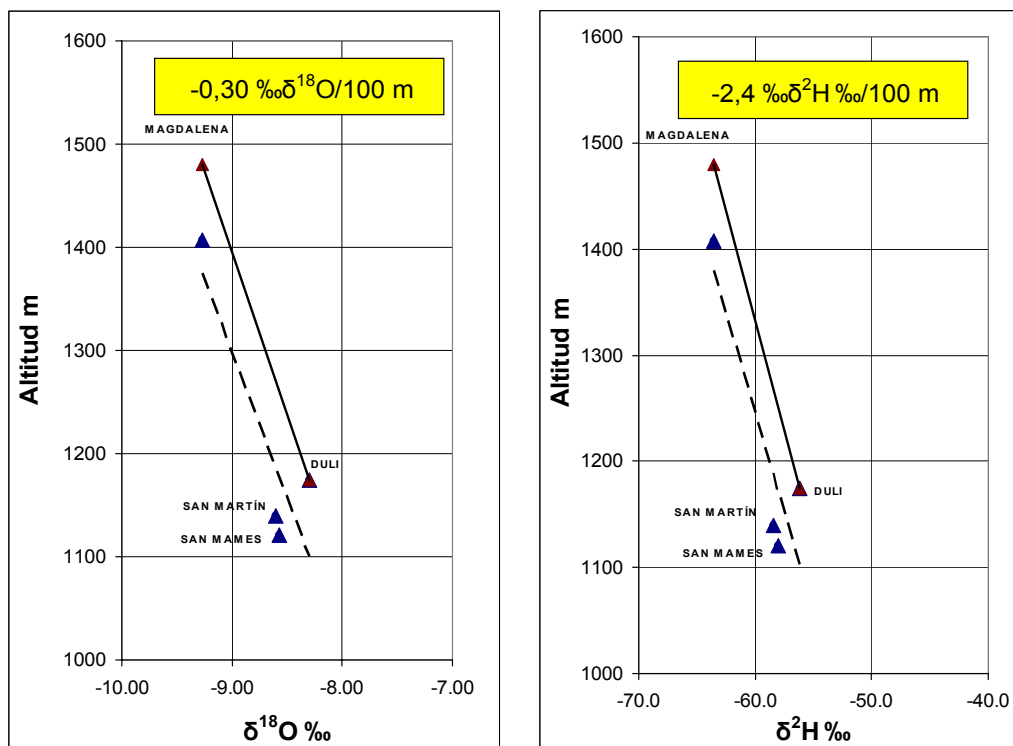
Al representar los manantiales seleccionados en una gráfica $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (Figura 3.16) se observa que los manantiales de San Martín y San Mamés, a menor cota que Duli, presentan una composición isotópica más ligera, por lo que cabría esperar que la cota de recarga de estos

Tabla 3.14: Manantiales representativos de la composición isotópica del agua de precipitación

PTO	TOPONIMIA	COTA (m) DESCARGA	COTA (m) RECARGA	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	d
58	MAGDALENA	1407	1480	-9,26	-63,6	10,6
66	DULI	1174	1200	-8,29	-56,2	10,1
41	SAN MAMES	1121	1370	-8,57	-58,0	10,5
7	SAN MARTÍN	1140	1420	-8,61	-58,5	10,4

manantiales fuera superior a su cota de descarga. Después de revisar la cota de descarga y situación (topografía y geología) de los cuatro manantiales, se llegó a la conclusión de que Duli y Magdalena eran los dos puntos de agua más representativos, aunque en el caso del manantial de Magdalena su cota de recarga podía estar a unos 80 m por encima de su cota de descarga. Por lo tanto, teniendo en cuenta el manantial Duli y la cota de descarga máxima del manantial Magdalena, el gradiente altitudinal que se obtiene es de, $-0,30 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$ y $-2,4 \text{‰} \delta^2\text{H} / 100 \text{ m}$. En comparación con el gradiente altitudinal calculado a partir de la composición isotópica de la precipitación ($-0,21 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$), el gradiente obtenido es algo mayor.

A pesar de la escasez de datos parece posible indicar que el gradiente altitudinal local, en esta zona, estará entre el $-0,21$ y el $-0,30 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$. Por un lado, el rango que se obtiene, a pesar de la incertidumbre, es bastante coherente con los datos calculados en otras zonas próximas, $-0,21$ a $-0,29 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$ en País Vasco (Iribar et al., 1996) y $-0,29 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$ en Pirineo (Arce et al., 2001). Sin embargo, teniendo en cuenta el escaso número de análisis de lluvia realizados así como la importante variabilidad existente en la composición isotópica de la precipitación, es posible indicar una cierta mayor fiabilidad en el gradiente obtenido a partir de los manantiales representativos del agua de lluvia homogeneizada. Este gradiente coincide además con el calculado en el Pirineo (margen izquierda del río Ebro y al este del río Arga), en manantiales representativos del agua de precipitación (Arce et al., 2001). Por tanto, parece que el gradiente altitudinal estará entorno al $-0,30 \text{‰} \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$.

Figura 3.16: Recta altitudinal local obtenida con la relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud y $\delta^2\text{H}$ -altitud.

3.4.2.2 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR

Para establecer la caracterización hidrogeoquímica del agua que drena el manantial de Fuenmayor se han utilizado los análisis químicos recopilados durante el periodo 1989-2006 y los realizados durante esta tesis doctoral, periodo 2009-2011. Para esto, se han representado los análisis completos y con error admisible por medio de un diagrama Shoeller-Berckaloff (Figura 3.17) y se han calculado los principales estadísticos de las concentraciones de los elementos mayoritarios, conductividad eléctrica y pH (Tabla 3.16).

ANÁLISIS QUÍMICOS FUENMAYOR 1989-2011

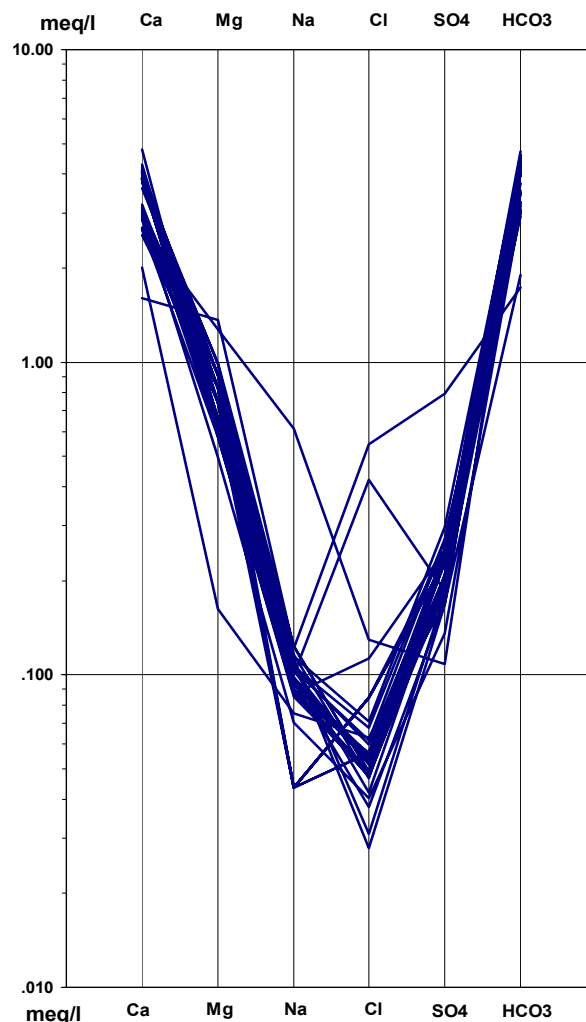


Figura 3.17: Diagrama Schoeller-Berkaloff de los análisis químicos del manantial de Fuenmayor (1989-2011)

Tabla 3.16: Análisis químicos del manantial de Fuenmayor con error admisible. (Elementos mayoritarios = meq/l y datos de CE = $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH de laboratorio.

N°	FECHA	rHCO ₃	rSO ₄	rCl	rNO ₃	rNa	rK	rCa	rMg	rSiO ₂	CE	pH
1	16/03/1989	3,47	0,23	0,08	0,11	0,04	-	3,04	0,83	-	320,00	7,90
2	03/04/1989	3,54	0,23	0,08	0,11	0,04	-	3,19	0,74	-	321,00	7,90
3	23/04/1989	3,26	0,21	0,06	0,11	0,04	-	2,84	0,66	-	303,00	7,80
4	28/04/1989	3,01	0,23	0,06	0,11	0,04	-	2,54	0,83	-	291,00	8,10
5	07/05/1989	3,47	0,23	0,08	0,10	0,04	-	2,99	0,74	-	316,00	7,90
6	12/05/1989	2,93	0,25	0,06	0,10	0,09	-	2,64	0,74	-	289,00	8,00
7	21/06/1989	3,73	0,25	0,08	0,08	0,04	-	3,09	0,91	-	328,00	7,90
8	27/03/1992	4,25	0,11	0,13	0,27	0,61	0,01	2,68	1,27	-	-	7,57
9	03/06/1992	1,73	0,79	0,55	0,08	0,12	0,13	1,60	1,36	-	393,00	7,20
22	02/07/1999	4,40	0,19	0,42	0,06	0,10	0,02	3,86	0,98	-	-	-
31	06/04/2006	4,72	0,25	0,11	0,06	0,09	0,00	4,78	0,58	-	449,00	6,80
32	14/04/2009	1,90	0,17	0,06	0,02	0,08	0,01	2,01	0,16	0,10	265,00	7,70
33	31/08/2009	3,15	0,27	0,07	0,06	0,11	0,01	2,94	0,66	0,10	279,00	7,70
34	03/09/2009	3,25	0,27	0,06	0,05	0,10	0,01	3,13	0,59	0,10	300,00	7,84
35	20/09/2010	4,06	0,23	0,05	0,04	0,10	0,01	3,85	0,66	0,07	401,00	7,48
36	21/09/2010	4,01	0,23	0,05	0,04	0,10	0,01	3,87	0,60	0,07	396,00	7,43
37	22/09/2010	4,05	0,24	0,06	0,05	0,10	0,01	3,88	0,62	0,07	401,50	7,45
38	23/09/2010	4,02	0,25	0,06	0,04	0,09	0,01	3,88	0,62	0,07	402,00	7,41
39	24/09/2010	4,02	0,23	0,06	0,05	0,11	0,01	3,85	0,62	0,07	401,00	7,47
40	04/02/2011	4,13	0,23	0,05	0,05	0,12	0,01	3,60	0,91	0,07	408,00	7,63
41	17/02/2011	4,33	0,25	0,05	0,05	0,12	0,01	3,75	0,99	0,07	419,00	7,79
42	04/03/2011	4,26	0,25	0,05	0,05	0,12	0,01	3,85	0,83	0,07	397,00	7,66
43	18/03/2011	4,38	0,17	0,04	0,03	0,10	0,01	3,90	0,83	0,06	423,00	7,55
44	04/04/2011	4,39	0,21	0,04	0,05	0,11	0,01	3,95	0,83	0,07	409,00	7,55
45	18/04/2011	4,51	0,20	0,05	0,05	0,09	0,01	4,10	0,74	0,07	410,00	7,29
46	06/05/2011	4,41	0,20	0,05	0,05	0,09	0,01	4,10	0,74	0,07	404,00	7,28
47	20/05/2011	4,36	0,19	0,05	0,04	0,09	0,01	4,10	0,66	0,07	400,00	7,32
48	03/06/2011	4,59	0,21	0,05	0,04	0,10	0,01	4,20	0,74	0,07	411,00	7,24
49	07/07/2011	4,54	0,20	0,05	0,04	0,09	0,01	4,05	0,74	0,07	394,00	7,39
50	23/08/2011	4,52	0,25	0,06	0,04	0,11	0,01	3,95	0,74	0,07	399,00	7,31
51	06/09/2011	4,39	0,30	0,07	0,04	0,11	0,01	4,30	0,66	0,08	413,00	7,40
52	23/09/2011	4,57	0,17	0,03	0,02	0,10	0,01	4,05	0,91	0,08	417,00	7,33
53	13/10/2011	4,59	0,17	0,03	0,02	0,11	0,01	4,05	0,91	0,08	418,00	7,34
54	28/10/2011	4,56	0,18	0,03	0,02	0,11	0,01	4,05	0,91	0,08	415,00	7,25
	MÍNIMO	1,73	0,11	0,03	0,02	0,04	0,00	1,60	0,16	0,06	265,00	6,80
	MÁXIMO	4,72	0,79	0,55	0,27	0,61	0,13	4,78	1,36	0,10	449,00	8,10
	MEDIA	3,93	0,24	0,08	0,06	0,11	0,01	3,55	0,77	0,08	374,77	7,54
	MEDIANA	4,19	0,23	0,06	0,05	0,10	0,01	3,86	0,74	0,07	400,50	7,48
	DESV. EST.	0,74	0,11	0,10	0,05	0,09	0,02	0,70	0,21	0,01	52,60	0,28
	C.VAR	18,83	44,62	123,26	74,17	87,12	184,58	19,83	26,70	15,23	14,04	3,77
	N	34	34	34	34	34	27	34	34	23	32	33

El agua que drena el manantial de Fuenmayor presenta unas concentraciones mayoritarias en bicarbonato y calcio, seguida por la concentración en magnesio y en menor proporción en sulfato. La mayor variabilidad la presenta el sodio y principalmente el cloruro. Al obtener los datos estadísticos se observa que la conductividad eléctrica media es de 375 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con una mediana de 401 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y la media del pH coincide prácticamente con la mediana, en un valor de 7,5. Además, los datos promedio y mediana de los iones principales muestran de nuevo que las mayores concentraciones se centran en bicarbonato y calcio, con un valor promedio de 3,9 y 3,6 meq/l respectivamente. En definitiva, la composición química del agua de este manantial es bastante homogénea, tratándose de un agua principalmente bicarbonatada cálcica.

Para completar el estudio hidrogeoquímico se han representado las principales relaciones iónicas, $r\text{HCO}_3/r\text{Ca}$, $r\text{Mg}/r\text{Ca}$, $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$ y $r\text{Cl}/r\text{Na}$ (Figura 3.18). El proceso dominante del agua en este manantial es la disolución de calcita con una relación $r\text{HCO}_3/r\text{Ca}$ próxima a 1. En cambio, presenta un exceso relativo de la concentración en Ca^{2+} respecto al Mg^{2+} y SO_4^{2-} . La relación $r\text{Cl}/r\text{Na}$ es próxima a 1 con una concentración en Na^+ y Cl^- minoritaria.

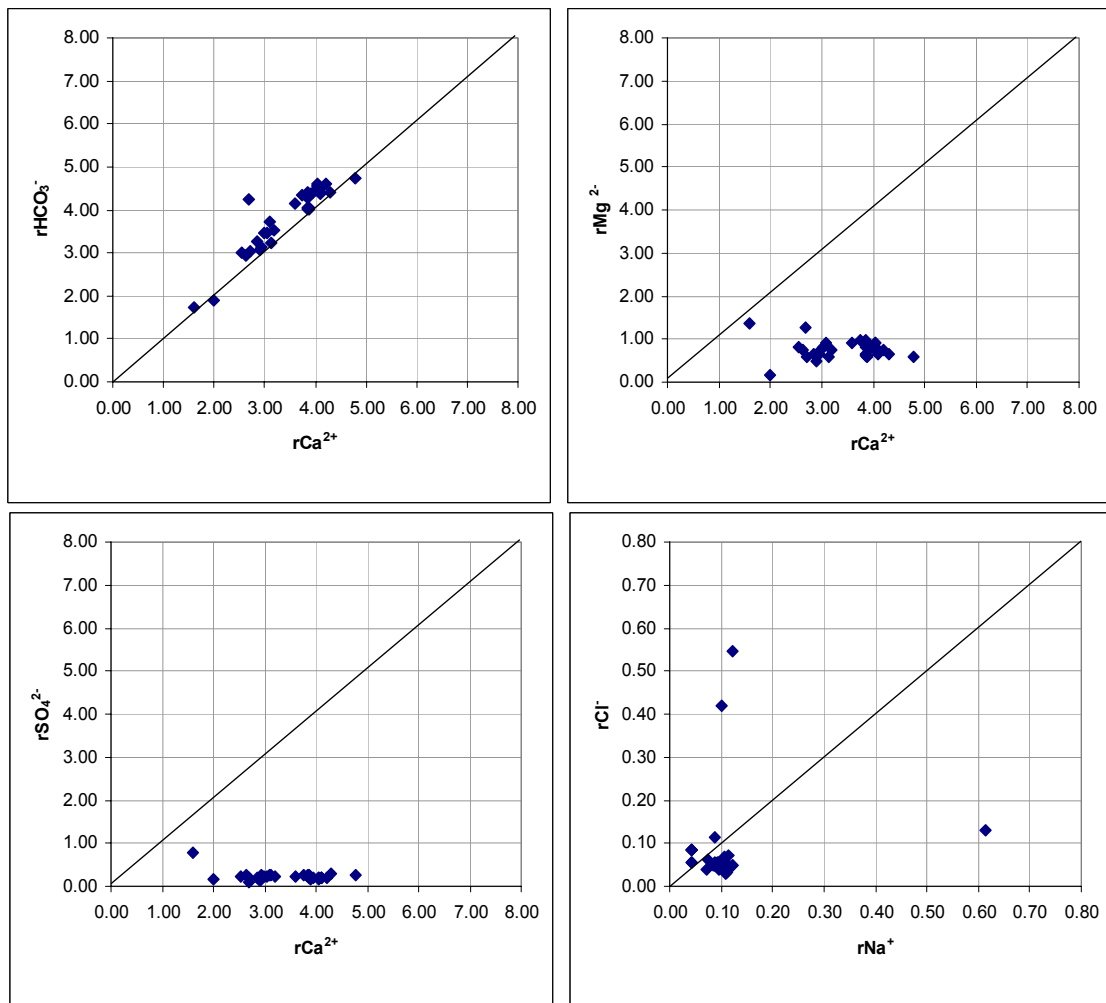


Figura 3.18: Principales relaciones iónicas del manantial de Fuenmayor ($r\text{HCO}_3^-/r\text{Ca}^{2+}$, $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$, $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Ca}^{2+}$ y $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$)

Además, también se han calculado los índices de saturación de calcita, dolomita, yeso, halita y presión de CO_2 , con el programa de especiación hidrogeoquímica WATEQ4F (Parkhurst et al., 1976) (Tabla 3.17). Para obtener estos cálculos ha sido necesario utilizar los datos de pH y T^a medidos en campo, de los que sólo se dispone de 15 medidas, de los 34 análisis químicos recopilados durante esta tesis. Una solución está en equilibrio respecto a la calcita si el índice de saturación está comprendido entre $\pm 0,1$ (Langmuir, 1971). Para la dolomita, se admite un rango de incertidumbre de $\pm 0,5$ (Plumier et al., 1990), y es posible utilizarlo para el resto de minerales considerados (Martos, 2008). Los resultados obtenidos ponen de manifiesto un equilibrio con calcita ($IS = -0,10 \pm 0,15$), subsaturación en dolomita ($IS = -0,99 \pm 0,38$) y subsaturación en yeso ($IS = -2,50 \pm 0,10$) y halita ($IS = -9,92 \pm 0,14$). El valor medio de la $p\text{CO}_2$ es de $10^{-1,96}$ atm, mayor, en comparación con la concentración atmosférica media de $10^{-3,5}$ atm (Appelo y Postman, 2005).

Tabla 3.17: Índices de saturación para la calcita, dolomita, yeso, halita y pCO₂, obtenidos en el manantial de Fuenmayor.

FECHA	pH Campo	T ^a Campo	IS Calcita	pCO ₂ (g)	IS Dolomita	IS Yeso	IS Halita
14/04/2009	7,33	13,00	-0,03	-1,93	-0,87	-2,50	-10,01
31/08/2009	7,37	12,59	-0,57	-2,33	-2,27	-2,76	-9,68
04/02/2011	7,35	10,79	-0,19	-2,17	-1,08	-2,46	-9,76
04/03/2011	7,39	10,85	-0,05	-2,04	-0,78	-2,48	-9,84
04/04/2011	7,37	11,65	0,03	-2,07	-0,69	-2,42	-9,89
18/04/2011	7,29	11,66	0,05	-2,03	-0,65	-2,49	-9,97
06/05/2011	7,27	11,83	-0,01	-1,94	-0,82	-2,51	-9,98
20/05/2011	7,29	11,99	-0,01	-1,95	-0,88	-2,50	-10,00
03/06/2011	7,13	11,89	-0,15	-1,77	-1,11	-2,48	-9,90
07/07/2011	7,28	12,50	-0,01	-1,92	-0,80	-2,50	-9,94
23/08/2011	7,18	12,23	-0,12	-1,83	-1,03	-2,41	-9,81
06/09/2011	7,20	11,87	-0,09	-1,86	-1,05	-2,31	-9,72
23/09/2011	7,17	11,95	-0,13	-1,80	-0,98	-2,58	-10,14
13/10/2011	7,16	11,76	-0,07	-1,88	-0,87	-2,54	-10,08
28/10/2011	7,23	11,26	-0,12	-1,81	-0,95	-2,57	-10,09
MIN	7,13	10,79	-0,57	-2,33	-2,27	-2,76	-10,14
MAX	7,39	13,00	0,05	-1,77	-0,65	-2,31	-9,68
MEDIA	7,27	11,85	-0,10	-1,96	-0,99	-2,50	-9,92
MEDIANA	7,28	11,87	-0,07	-1,93	-0,88	-2,50	-9,94
DESV.	0,09	0,60	0,15	0,15	0,38	0,10	0,14
N	15	15	15	15	15	15	15

Finalmente, se ha comparado la caracterización hidrogeoquímica regional con la composición química de este manantial. Para esto, se han representado las relaciones iónicas rHCO₃/rCa, rMg/rCa, rSO₄/rCa y rCl/rNa de cada uno de los tramos permeables definidos a nivel regional (conglomerados, areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo (Mioceno), calizas de la Formación Guara (Eoceno), calizas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior), calizas y dolomías (facies Muschelkalk) y arcillas y yesos posiblemente de la Formación Pont de Suert (Triásico) y se han comparado con las relaciones iónicas del manantial (Figura 3.19). Los datos que se representan en las gráficas son las relaciones iónicas de estos grupos y el valor medio junto con la desviación estándar de los análisis químicos de Fuenmayor. Como puede observarse, el agua del manantial presenta unas relaciones iónicas similares a las calizas del Eoceno, las calizas del Cretácico superior y en menor proporción a los conglomerados del Mioceno. Sin embargo, no parece que exista ninguna relación con las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk, ni con las arcillas y yesos del Triásico. Ello refuerza la conclusión de que los manantiales de Fuenmayor y Ligüerri (agua bicarbonatada cálcico-magnésica) drenan acuíferos independientes en litologías distintas.

Por otro lado, el manantial de Dos Caños, próximo a Fuenmayor, drena un tipo de agua clorurada sódica, por lo que químicamente tampoco parece tener ninguna relación con este acuífero. En teoría, el manantial de Dos Caños está drenando un acuífero formado por los conglomerados, areniscas y lutitas del Mioceno, pero el tipo de agua que drena no tiene ninguna relación. Por un lado, esto podría estar relacionado con algún depósito de halita entre estos materiales, lo que daría esa marcada composición clorurada sódica. Por otro lado, aunque no se ha comprobado, la existencia de este mismo tipo de agua en profundidad en el pozo de la Pirotecnia haría sospechar en una posible contaminación del agua por vertidos realizados en dicha Pirotecnia, situada a escasos metros del área de recarga del acuífero que drena el manantial de Dos Caños.

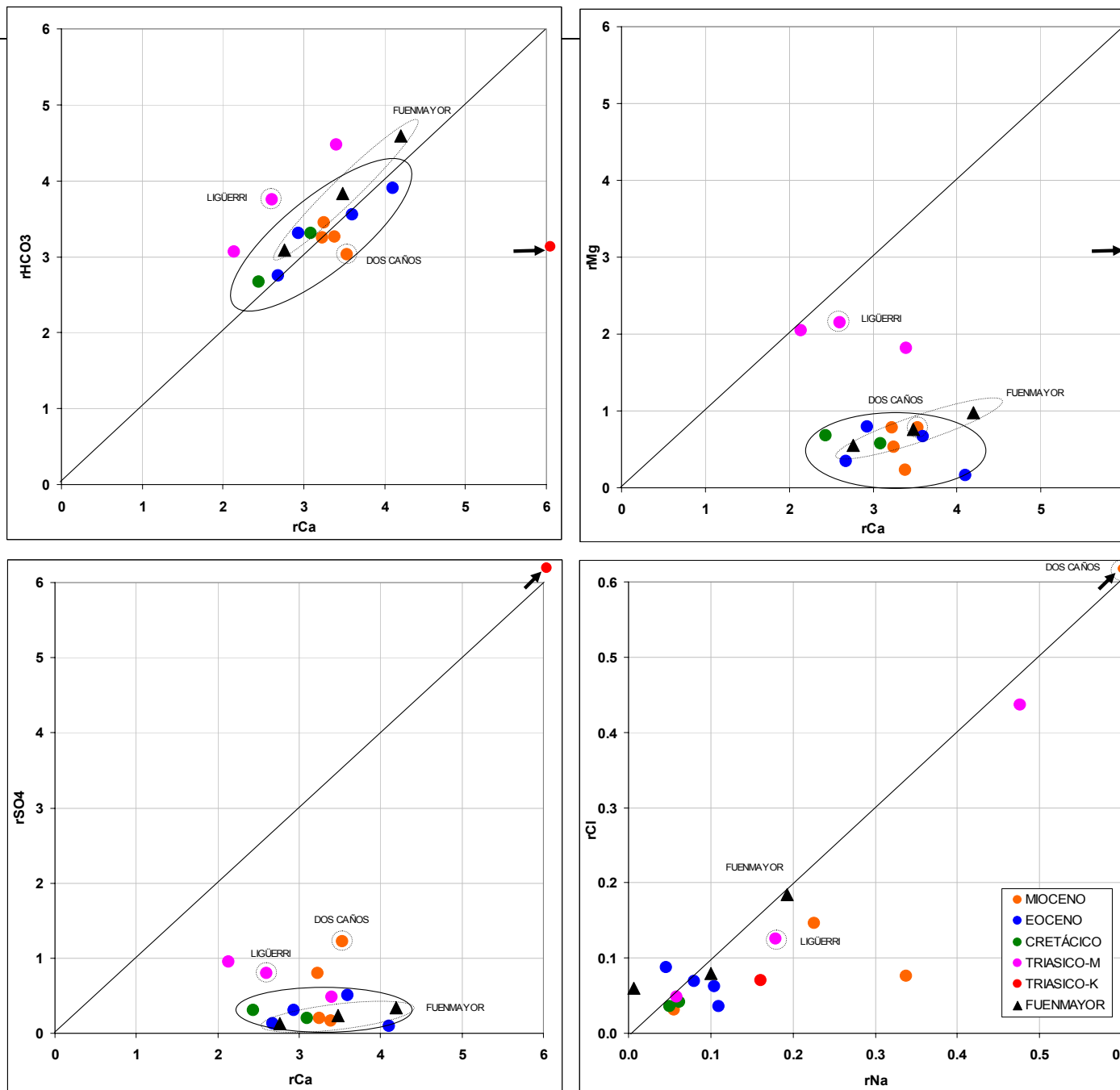


Figura 3.19: Comparación entre las relaciones iónicas de los diferentes tramos permeables y el agua que drena el manantial de Fuenmayor

Por otra parte, para caracterizar isotópicamente el agua del manantial de Fuenmayor se ha representado la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de todos los análisis isotópicos realizados durante el periodo 2010-2011. Con esta representación ha sido posible observar su relación con la Línea Meteorica Mundial (LMM) y la Línea Meteorica Mediterránea (LMME). Además, se ha comparado su composición isotópica con la composición isotópica regional y la del agua de precipitación (Figura 3.20) y se ha realizado un tratamiento estadístico de los análisis isotópicos obteniendo los valores máximo, mínimo, media, mediana y desviación estándar (Tabla 3.18).

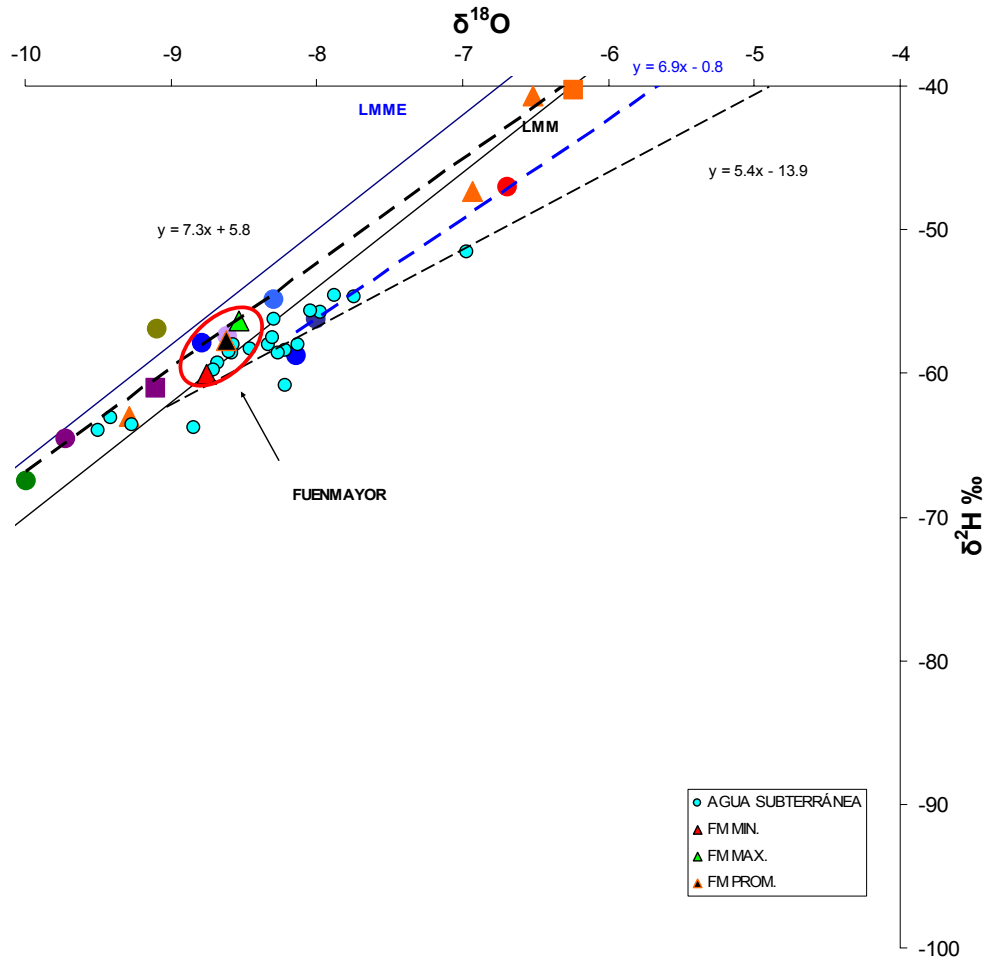


Figura 3.20: Diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de todos los análisis de Fuenmayor (2010-2011), agua subterránea (2010) y de precipitación en el entorno de la Sierra de Guara.

Los contenidos isotópicos de las muestras analizadas están comprendidos entre $-8,76$ y $-8,53$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y entre $-60,03$ y $-56,30$ ‰ para $\delta^2\text{H}$. El exceso de deuterio varía entre $9,12$ y $13,08$ ‰, con un valor medio de $11,2$ ‰. Es decir, la composición isotópica del agua que drena Fuenmayor, no está evaporada y es bastante homogénea, próxima a la LMM y similar a la composición isotópica regional. De nuevo, el agua de este manantial presenta un exceso de deuterio coherente con el del agua de precipitación para las muestras recogidas durante los meses de otoño, invierno y primavera. Es decir, parece que la composición es similar al agua de precipitación y no parece que se haya dado ningún proceso modificador durante la recarga. Además, los escasos análisis de tritio (Tabla 3.18), con un promedio de $4,16 \pm 0,38$ UT, indican una composición similar al agua de precipitación medida en la zona de estudio, entre $4,85 \pm 0,36$ y $5,08 \pm 0,37$ UT (Apartado 3.4.1), poniendo de manifiesto un tiempo de tránsito relativamente rápido del agua en el acuífero.

Tabla 3.18: Datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H del agua que drena Fuenmayor.

FECHA	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	$\text{d}\text{‰}$	TRITIO UT	ERROR
27/08/2010	-8,64	-60,03	9,12	4,24	$\pm 0,39$
20/09/2010	-8,59	-59,37	9,33	3,96	$\pm 0,38$
21/09/2010	-8,57	-58,63	9,96	4,26	$\pm 0,38$
22/09/2010	-8,56	-58,48	9,96		
23/09/2010	-8,54	-58,57	9,74	4,19	$\pm 0,37$
04/02/2011	-8,53	-57,20	11,04		
17/02/2011	-8,55	-57,30	11,10		
04/03/2011	-8,72	-57,80	11,96		
18/03/2011	-8,58	-58,00	10,64		
04/04/2011	-8,66	-57,20	12,08		
18/04/2011	-8,63	-56,60	12,44		
22/04/2011	-8,70	-58,40	11,20		
23/04/2011	-8,68	-58,23	11,18		
24/04/2011	-8,67	-58,15	11,17		
06/05/2011	-8,76	-57,00	13,08		
20/05/2011	-8,60	-56,30	12,50		
03/06/2011	-8,58	-56,60	12,04		
21/06/2011	-8,60	-57,20	11,60		
07/07/2011	-8,57	-57,90	10,66		
25/07/2011	-8,66	-57,80	11,48		
08/08/2011	-8,63	-57,50	11,54		
23/08/2011	-8,68	-57,60	11,84		
06/09/2011	-8,60	-57,80	11,00		
23/09/2011	-8,57	-57,20	11,36		
13/10/2011	-8,60	-57,70	11,10		
28/10/2011	-8,60	-57,00	11,80		
MINIMO	-8,76	-60,03	9,12	3,96	$\pm 0,38$
MAXIMO	-8,53	-56,30	13,08	4,26	$\pm 0,38$
MEDIA	-8,62	-57,75	11,19	4,16	$\pm 0,38$
MEDIANA	-8,60	-57,75	11,19	4,21	
DESV.	0,06	0,85	0,97	0,14	
N	26	26	26	4	4

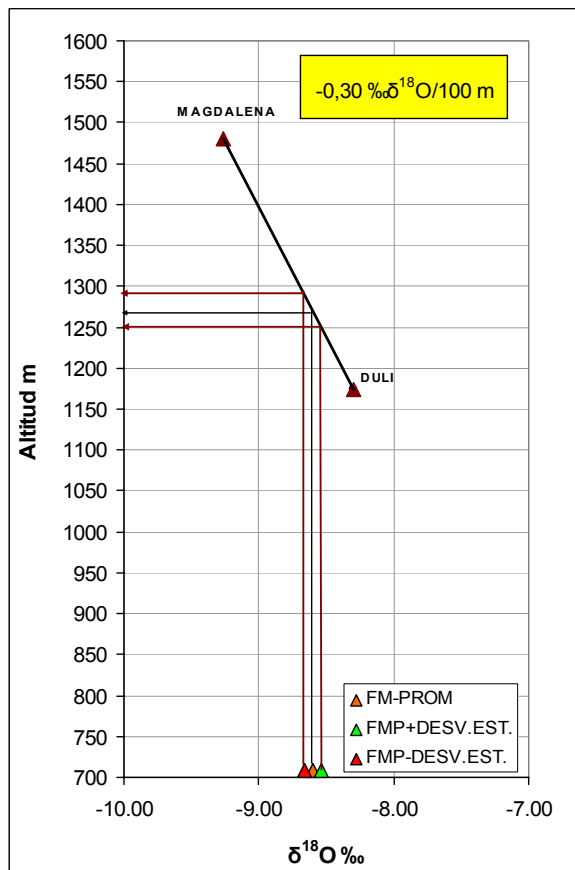


Figura 3.21: Posible cota de recarga para el acuífero de Fuenmayor.

Por último, teniendo en cuenta que el gradiente altitudinal anteriormente obtenido de $-0,30 \text{ ‰}\delta^{18}\text{O}/100 \text{ m}$ coincidente con el calculado en el Pirineo (Arce et al., 2001), se ha podido obtener un rango sobre la posible cota de recarga del manantial de Fuenmayor. Para esto, se ha representado la composición isotópica promedio junto a la desviación estándar correspondiente al manantial de Fuenmayor obteniendo una cota de recarga entre los 1250 y 1300 m (Figura 3.21).

3.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este capítulo se ha presentado un inventario de puntos de agua en el entorno de este manantial y se ha realizado una caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua de precipitación y del agua subterránea. Con toda esta información ha sido posible realizar un estudio hidrogeoquímico que ha proporcionado las siguientes conclusiones:

- Del estudio de puntos de agua realizado, se puede concluir que los acuíferos drenados por los manantiales de Cienfuens, Liguerra y Dos Caños/Huertos son independientes del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor.
- Se descarta un intercambio de agua relevante del sistema drenado por Fuenmayor con el resto de acuíferos de la zona.
- El tipo de agua que recarga al acuífero de estudio es principalmente bicarbonatada cálcica coherente con el predominio de las litologías carbonatadas a lo largo de toda la Sierra de Guara. La composición isotópica del agua de precipitación, próxima a la línea meteórica mundial (LMM), indica un predominio de los frentes procedentes del atlántico, en coherencia con los resultados obtenidos en otras áreas del Pirineo.
- Con la caracterización hidrogeoquímica regional del agua subterránea se han podido diferenciar cuatro tipos principales de agua en este sector: 1) Bicarbonatada cálcica que drena los acuíferos formados por los conglomerados del Mioceno, las calizas de la Formación Calizas de Guara del Eoceno y las calizas de la Formación Adraén-Bona del Cretácico superior. 2) Bicarbonatada cálcica magnésica, drenada por el acuífero formado por las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk (Triásico). 3) Sulfatada cálcica representativa de las arcillas y yesos del Triásico. 4) Clorurada sódica, drenada por un punto de agua perteneciente al Mioceno.
- El agua que drena el manantial de Fuenmayor es bicarbonatada cálcica. Así, Fuenmayor puede estar drenando un acuífero formado por las calizas de la Formación Guara y/o por las calizas del Cretácico superior y/o por los conglomerados del Mioceno. Por el contrario, parece que no existe relación con las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk, ni con las arcillas y yesos del Triásico.
- Una vez calculada la línea altitudinal local se puede decir que la cota de recarga de este acuífero estará aproximadamente entre los 1250 y 1300 m de altitud.

**CAPÍTULO 4: LÍMITES
HIDROGEOLÓGICOS: HIPÓTESIS SOBRE
EL ÁREA DE RECARGA**

4.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Una de las principales dificultades en el estudio de los acuíferos kársticos es llegar a conocer su geometría y límites hidrogeológicos. En la mayoría de los estudios de estos acuíferos se tiene en cuenta principalmente el análisis geológico estructural y el conocimiento en detalle de la hidrogeología de la zona para llegar a delimitarlos (Andreo, 1996; Cardoso, 1997; López et al., 1997; Lambán, 1998; Bouamama, 2000; Durán et al., 2001; Llanos et al., 2001; White, 2003; Matevet et al., 2004; Vesper et al., 2004; Bakalowicz, 2005; Liñán, 2005; González, 2007; Martos, 2008; Mudarra et al., 2011, entre otros).

Debido a la complejidad estructural en el entorno de las Sierras Exteriores, no es fácil definir áreas de recarga en la mayoría de los acuíferos kársticos que las conforman. Por lo general, hay que realizar aproximaciones a partir de criterios litológicos, estructurales y geomorfológicos (Villarroel et al., 2002). Las pocas investigaciones realizadas sobre los principales acuíferos carbonatados en el entorno de la Sierra de Guara (Prepirineo Aragonés), han concluido que los principales materiales acuíferos en esta zona son las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y las calizas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) debido a su gran espesor y extensión de afloramiento a lo largo de estas sierras (Sánchez, 1988).

En relación con el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor, en 1974 Trilla y Pascual calcularon una posible superficie de recarga de 15 km², delimitada por los materiales carbonatados eocenos y cretácicos, y por los conglomerados miocenos (Trilla y Pascual, 1974, Sánchez, 1988). Esta hipótesis fue apoyada por Sánchez (1988). Posteriormente, Cuchí y Villarroel (2002) realizaron un estudio más detallado sobre la geometría y los posibles límites de este acuífero. Teniendo en cuenta la litología, la geología estructural y la topografía, estos autores estimaron que la superficie total del acuífero, incluidos los conglomerados de San Martín de la Baldonsera, no superaba los 10 km². Por otro lado, Villarroel y Cuchí (2002) realizaron también un balance volumétrico con los datos de precipitación y caudal del manantial de Fuenmayor para el segundo semestre del año 2000. A partir de la hipótesis de una infiltración del 100 % y una evapotranspiración despreciable obtuvieron una superficie mínima de recarga de 4,65 km². Es decir, según estos autores la superficie de recarga estaría entre los 4,65 y los 10 km². A pesar de esto, los límites hidrogeológicos no están muy claros y se desconoce cuál es la unidad impermeable de base. Pinilla (1996) sugiere las arcillas del Keuper, aunque también podrían actuar como tales las arcillas del Garumn, o incluso alguna de las intercalaciones arcillosas de la Formación Guara (Villarroel et al., 2002).

De esta forma, con el objetivo de llegar a delimitar y conocer mejor la geometría del acuífero de estudio, se ha realizado una mejora de la cartografía geológica de detalle y nuevos cortes geológicos a lo largo de toda la estructura principal (apartado 2.3), se ha realizado un análisis de la fracturación a dos escalas (macroescala y mesoescala) (apartado 2.4), y se ha modificado y actualizado la cartografía geomorfológica existente (apartado 2.5). Además, se ha profundizado en la caracterización hidrogeológica local elaborando un exhaustivo inventario de puntos de agua (apartado 3.3) y realizando por primera vez una caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la precipitación y del agua subterránea (apartado 3.4).

Con la cartografía geológica ha sido posible definir la estructura y geometría interna de los materiales en los cuales probablemente se desarrolla el acuífero de Fuenmayor. Con el

análisis de la fracturación ha sido posible observar que los conglomerados presentan unas direcciones preferenciales N90E, y las calizas (eocenas y cretácicas) unas direcciones preferenciales subperpendiculares a las estructuras principales, entre N60E y N90E. Las macrofracturas indican cierta continuidad en profundidad y junto a la estratificación juegan un papel importante en el desarrollo del karst. Además, este desarrollo se produce principalmente en las calizas y no tanto en los conglomerados. El relieve en este entorno es muy abrupto y la actualización de la cartografía geomorfológica ha servido para comprobar como la mayoría de las morfologías kársticas son importantes en el funcionamiento del acuífero, indicando zonas preferenciales de recarga.

Por otro lado, con el estudio del inventario de puntos de agua se ha podido concluir que los acuíferos que drenan los manantiales de Cienfuegos, Ligüerri y Dos Caños/Huertos son independientes del acuífero de Fuenmayor. Además, al comparar la caracterización hidrogeoquímica regional con la composición química del manantial de Fuenmayor es posible decir que este puede estar drenando un acuífero formado por las calizas de la Formación Guara y/o por las calizas del Cretácico superior y/o por los conglomerados del Mioceno. No parece existir relación con las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk, ni con las arcillas y yesos del Triásico. Finalmente, a partir del contenido isotópico (^{18}O - ^2H) se puede decir que la cota de recarga de este acuífero estará aproximadamente entre los 1250 y 1300 m de altitud.

Con toda esta información y teniendo en cuenta diferentes criterios, se definen en el presente capítulo dos posibles hipótesis del área de recarga con sus respectivos límites hidrogeológicos. Además, se presentan varios balances volumétricos para obtener la superficie mínima de recarga tanto para el acuífero de Fuenmayor como para la zona de “Campos de Ciano”, y se establece el papel hidrogeológico de los conglomerados masivos del Mioceno en esta área. De esta forma, ha sido posible proponer unos únicos límites hidrogeológicos para el acuífero de estudio.

4.2 HIPÓTESIS DEL ÁREA DE RECARGA

En la mayoría de los acuíferos kársticos los límites se definen principalmente con un buen conocimiento de la geología estructural y la hidrogeología local. Por esto, se ha definido una primera hipótesis (hipótesis A) teniendo en cuenta el modelo geológico estructural, las conclusiones del inventario de puntos de agua y la distribución espacial de los principales materiales permeables que drena el manantial de Fuenmayor. Por otro lado, se ha definido una segunda hipótesis (hipótesis B) en la que sólo se tienen en cuenta los límites de cuencas y subcuencas hidrográficas. Es decir, aunque esta hipótesis es menos sostenible al tratarse de un acuífero kárstico, parece que el abrupto relieve en esta zona podría jugar un papel importante, por lo que en este caso los límites de cuenca y subcuenca definirían el área de recarga del acuífero de estudio.

Hipótesis A

En la hipótesis A se asume que el manantial de Fuenmayor puede estar drenando un acuífero formado en las calizas de la Formación Guara y/o en las calizas del Cretácico superior y/o en los conglomerados del Mioceno. No intervienen los materiales del Triásico. Por otra

parte, los acuíferos drenados por los manantiales de Cienfuens, Ligüerri y Dos Caños/Huertos no presentan ninguna relación con Fuenmayor. Sin embargo, y a pesar de toda esta información, no existe un buen conocimiento del subsuelo en esta zona, por lo que no es posible concretar el espesor y continuidad lateral del nivel de margas y limos de la Formación Arguis (Eoceno), situados entre las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y los conglomerados y areniscas de la Formación Uncastillo (Mioceno). En el apartado 2.3 ya se comenta y presenta en los cortes la posible interpretación en el subsuelo de estos materiales. Las margas de la Formación Arguis hasta el momento han sido consideradas como muy poco permeables, por lo que al desconocer su papel hidrogeológico en este entorno, ha sido necesario definir para la **hipótesis A** dos **subhipótesis** teniendo en cuenta la posible conexión hidráulica o no a través de estos materiales.

Suhipótesis A-1) Las margas de la Formación Arguis no permiten la conexión hidráulica.

A partir de este criterio, los posibles límites hidrogeológicos quedan definidos al E por el contacto de los materiales aflorantes de la Formación Calizas de Guara (Eoceno) y las calizas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) con las arcillas y yesos del Triásico. Además, estas arcillas definen el límite entre el acuífero que drena Fuenmayor y el acuífero que drena el manantial de Ligüerri, formado por las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk (Triásico). Al O queda delimitado tanto por las margas y limos de la Formación Arguis, como por las areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo (Mioceno). El límite N vendría dado por el cabalgamiento de Santo Domingo-Guara, que pone en contacto los materiales carbonatados (Eoceno y Cretácico) con las arcillas y yesos del Triásico, que además delimita la estructura que está drenando el manantial de Cienfuens. Finalmente, el límite S correspondería al retrocabalgamiento de San Julián continuando por la charnela del cabalgamiento de bloque superior asociado al frente de cabalgamiento surpirenaico, hasta la falla normal que pone en contacto las areniscas y lutitas del Mioceno con las calizas de la Formación Guara y delimita la posible área de recarga del manantial de Dos Caños/Huertos (Figura 4.1). Que las margas de Arguis no permitan la conexión hidráulica supone dejar fuera de los posibles límites del acuífero los conglomerados masivos de la Formación Uncastillo (Mioceno). De esta forma la superficie de recarga resultante para estos límites es de unos 8 km² (7,95 km²).

Subhipótesis A-2) Las margas de la Formación Arguis permiten la conexión hidráulica

En este caso se asume que debido al poco espesor de las margas de la Formación Arguis y/o a la posibilidad de que exista alguna fractura que las conecte hidráulicamente, estas permiten la conexión entre las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y los conglomerados de la Formación Uncastillo (Mioceno). De esta forma los límites hidrogeológicos quedan definidos al N, E y S, igual que en la subhipótesis A-1. El límite O, al introducir las margas de Arguis y los conglomerados masivos, queda limitado por los conglomerados, areniscas y lutitas del Mioceno (Figura 4.2). De esta forma el área de recarga es mayor, abarcando una superficie de unos 13 km² (12,80 km²).

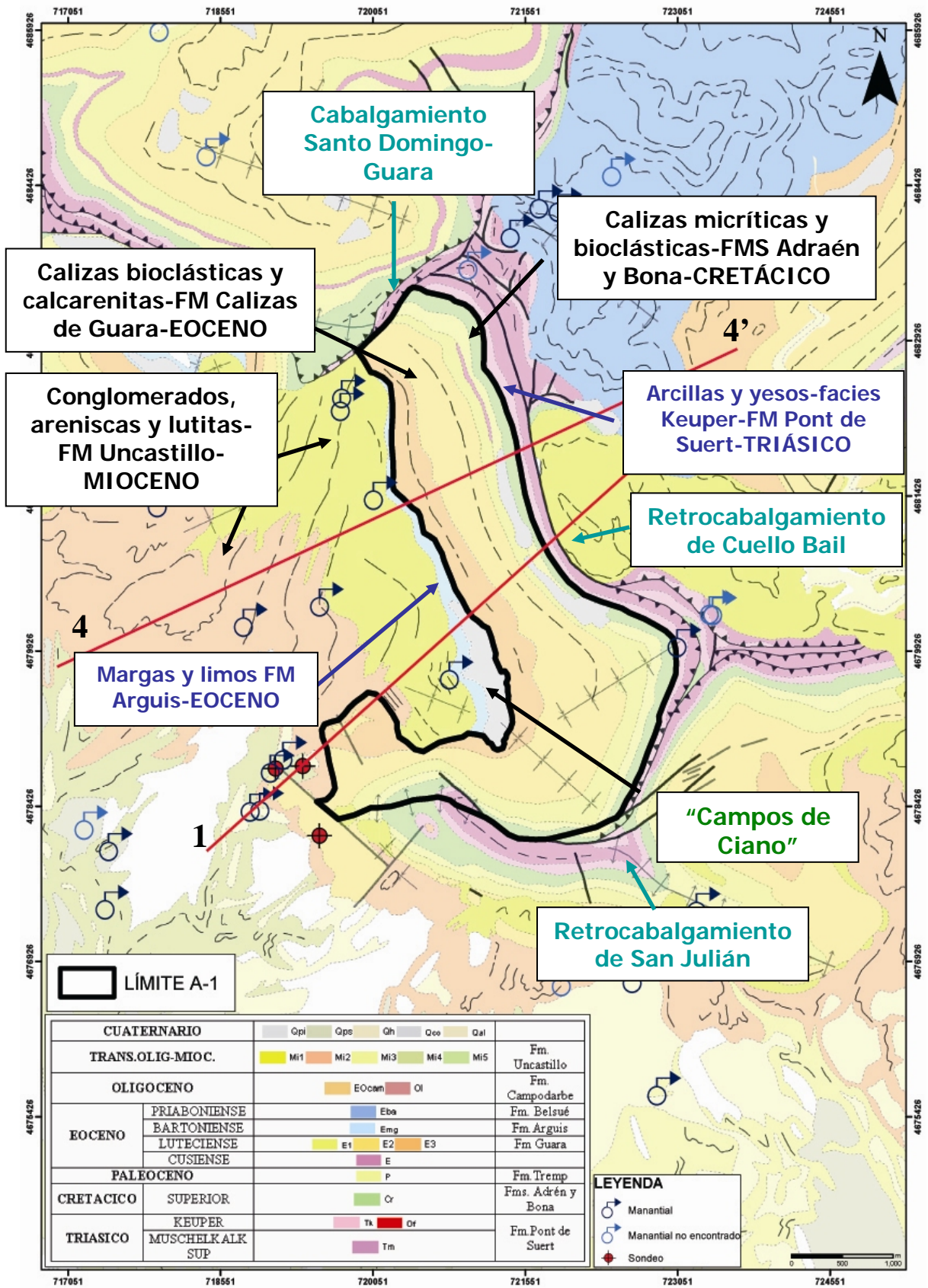


Figura 4.1: Subhipótesis A-1 para el área de recarga del acuífero que drena Fuenmavor.

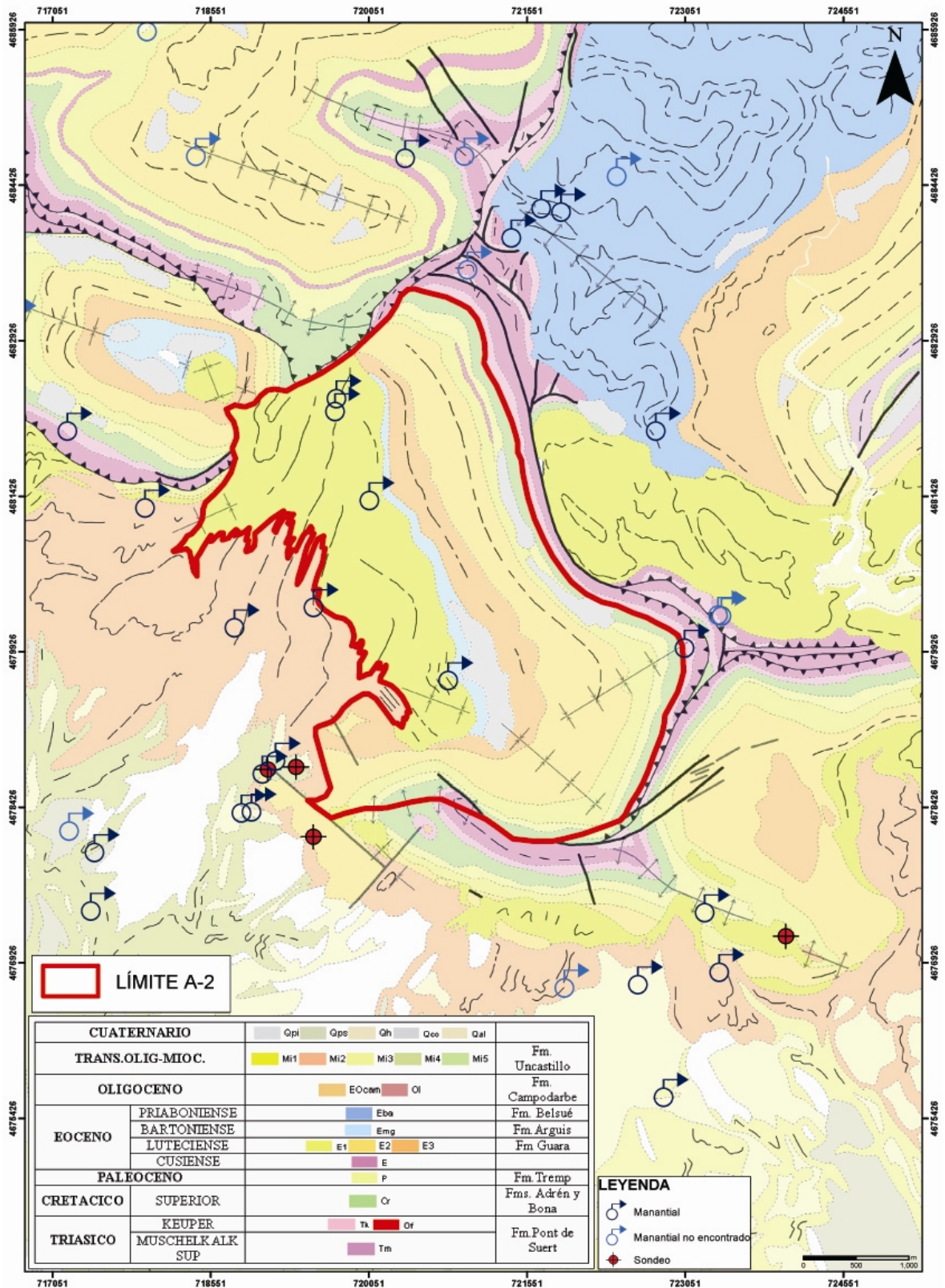


Figura 4.2: Subhipótesis A-2 para el área de recarga del acuífero que drena Fuenmayor.

Hipótesis B

En la hipótesis B, se asume que las cuencas y subcuencas hidrográficas son las que podrían definir los posibles límites hidrogeológicos del acuífero de estudio. La decisión de

elegir este criterio está basada en el destacado gradiente altitudinal en el entorno del manantial de Fuenmayor, que pasa, en aproximadamente 15 km², de 708 m s.n.m. (manantial de Fuenmayor) a 1530 m s.n.m. (Pico Matapaños). Es decir, según esta hipótesis las divisorias de agua subterránea coincidirían aproximadamente con las divisorias de agua superficial.

Con estos criterios, se ha trazado la divisoria de aguas principal que delimita la cuenca del río Guatizalema al E y la cuenca del río Flumen al O, y a su vez se han delimitado las subcuencas en cada una de ellas (Figura 4.3). Al E cabe destacar los límites de la subcuenca que drenaría el acuífero de Ligüerri. Al O parecen diferenciarse la subcuenca del barranco de San Martín y el barranco Molón. Si se tiene en cuenta que estos límites hidrográficos podrían estar marcando los límites subterráneos, parece posible decir que los límites del acuífero de Fuenmayor estarán definidos al E por la divisoria principal de agua superficial que diferencia las dos cuencas, y al N, S y O, por la divisoria de la subcuenca del barranco Molón hasta el manantial de Fuenmayor (Figura 4.3). La superficie que se obtiene según estos posibles límites hidrogeológicos es de unos 4 km² (4,36 km²).

En la tabla 4.1 se resumen las diferentes hipótesis definidas sobre el área de recarga

Tabla 4.1: Resumen de las hipótesis definidas.

HIPÓTESIS	SUBHIPÓTESIS	DESCRIPCIÓN	SUPER. Km2	LÍMITES
A	A-1	MARGAS ARGUIS NO CONEXIÓN HIDRAÚLICA	8	MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL + MAT. PERMEABLES
	A-2	MARGAS ARGUIS CONEXIÓN HIDRAÚLICA	13	
B			4	CUENCA Y SUBCUENCA SUPERFICIAL

4.3 BALANCE VOLUMÉTRICO

Con el objetivo de llegar a concretar mejor la posible superficie de recarga del acuífero, se han realizado varios balances de agua.

Por un lado, se ha realizado un balance volumétrico con los datos de caudal de la estación de Fuenmayor y los datos de precipitación recogidos en la estación meteorológica de San Julián de Banzo, entre los periodos 2002-2005 y 2009-2012. Para este balance, igual que Villarroel et al., 2002, se ha tenido en cuenta que el 100 % del agua de lluvia se infiltra y no existe evapotranspiración. De esta forma, y según los datos de los dos periodos, es posible indicar que la superficie mínima de recarga estará en torno a los 4 km² (Tabla 4.2). Es decir, la superficie mínima es igual que la superficie obtenida con los límites hidrogeológicos de la hipótesis B.

Tabla 4.2: Balance volumétrico para Fuenmayor (P = Precipitación, ETR = Evapotranspiración, Q = Caudal, S = Superficie)

PERIODO	P (m/año)	ETR%	Q (m ³ /año)	S km ²
2002-2005	0,674	0	2996551,01	4.44
2009-2012	0,587	0	2181513,77	3.71
TODO	0,635	0	2634644,53	4,14

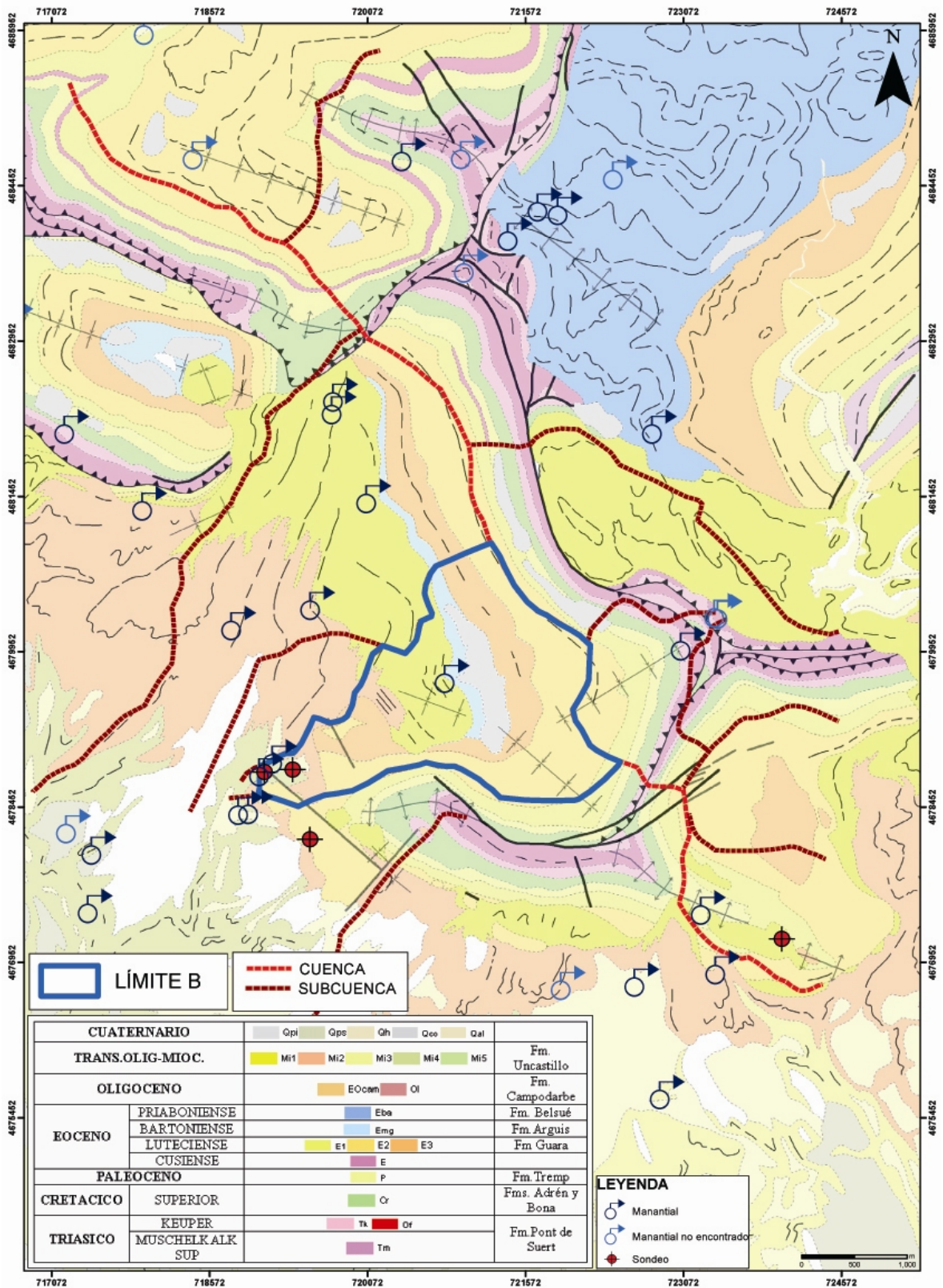


Figura 4.3: Hipótesis B para el área de recarga del acuífero que drena Fuenmayor.

Por otro lado, y como se comentaba en la hipótesis A, no es posible conocer el espesor y continuidad lateral de la Formación margas de Arguis. No sólo eso, sino que la zona de los “Campos de Ciano” (Figura 4.1), donde se sitúan estas margas, está mayoritariamente cubierta por depósitos cuaternarios, por lo que no es posible saber si debajo afloran las calizas de Guara o las margas de Arguis. Al tener datos de dos aforos químicos realizados en el manantial de Ciano (2011-2012) y datos de precipitación de la estación de San Julián, se ha querido realizar un balance volumétrico para obtener una superficie mínima de recarga orientativa y compararla con la de los “Campos de Ciano”. Para realizar este balance ha sido necesario asumir que el caudal de descarga de este manantial (1,04 l/s) es constante para los periodos 2002-2005 y 2009-2012, y se ha realizado el balance teniendo en cuenta el 100% de la precipitación, como en el caso anterior. De esta forma, la superficie mínima de recarga que se obtiene está en torno a 0,05 km² (Tabla 4.3). Si el área de los “Campos de Ciano” es de 0,50 km², esto parece indicar que la mayor parte del agua de lluvia se infiltra en este sector, por lo que probablemente sean las calizas de Guara las que afloran por debajo del cuaternario en mayor proporción que las margas de Arguis. Es decir, el área de los “Campos de Ciano” forma parte del área de recarga del acuífero de estudio.

Tabla 4.3 Balance volumétrico para “Campos de Ciano” (P = Precipitación, ETR = Evapotranspiración, Q = Caudal, S = Superficie)

PERIODO	P (m/año)	ETR%	Q (m ³ /año)	S km ²
2002-2005	0,674	0	32797,44	0,05
2009-2012	0,587	0	32797,44	0,06
TODO	0,635	0	32797,44	0,05

4.4 EL PAPEL HIDROGEOLÓGICO DE LOS CONGLOMERADOS

Como ya se indica en el apartado 3.2, las facies conglomeráticas con cantos calcáreos de la Formación Uncastillo (Mioceno) no cuentan con una capacidad significativa de almacenamiento de agua. Su papel hidrogeológico se limita a actuar de transmisores de agua debido a la fracturación (Sánchez, 1998). En el entorno del manantial de Fuenmayor estos conglomerados se han tenido en cuenta según los criterios establecidos para definir la hipótesis A-2. Sin embargo, debido a la complejidad estructural de la zona, el depósito de estos conglomerados y su fracturación, ha sido posible indicar como estos materiales forman parte o no del área de recarga.

Los conglomerados masivos, y los conglomerados, areniscas y lutitas del Mioceno (corte 4-4'-Figura 4.5) en la zona norte presentan un mayor espesor, y también una importante macrofracturación (dirección E-O). Los únicos manantiales existentes en esta zona, que están drenando pequeños acuíferos colgados en conglomerados, vierten sus aguas en el barranco de San Martín, y acaban infiltrándose. Desde la cabecera de este barranco hasta aproximadamente el contacto de las areniscas y conglomerados con las lutitas y areniscas del Mioceno, este barranco permanece seco mayoritariamente, con la excepción de algún tramo por el que resurge el agua. A partir del contacto con las lutitas y areniscas del Mioceno el agua circula por el barranco hasta desembocar en el río Flumen. A pesar de que la escorrentía superficial debió ser

importante en el pasado, actualmente después de una lluvia no se observa escorrentía, toda el agua se infiltra. Es decir, los conglomerados en esta zona están transmitiendo el agua hacia las calizas de Guara (si no hay depósito de las margas de Arguis). Sin embargo, la profundidad a la que se encuentra estos materiales descarta su posible relación con el acuífero de Fuenmayor. Por esto, en esta zona, es posible decir que los conglomerados no forman parte del área de recarga del acuífero de estudio.

Por otro lado, en la zona de los “Campos de Ciano”, corte 1-1’ (Figura 4.4), se muestra como las margas de la Formación Arguis no presentan mucho espesor y se acunian enseguida debajo de los conglomerados de la Formación Uncastillo (Mioceno), poniendo en contacto estos materiales con las calizas de la Formación Guara (Eoceno). Además, en estos materiales se desarrolla el barranco Molón por el que circula agua desde el manantial de Ciano hasta infiltrarse en el contacto de las calizas de Guara. Es decir, el menor espesor de los conglomerados en esta zona, su intensa fracturación N-S y la infiltración del agua del barranco Molón en las calizas de Guara, parece indicativo de que esta zona sí forma parte del área de recarga de este acuífero.

4.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si se tienen en cuenta las hipótesis definidas, los balances volumétricos, y el papel hidrogeológico de los conglomerados en esta zona, es posible acotar la incertidumbre sobre los límites hidrogeológicos del acuífero.

Por un lado, se han eliminado los conglomerados miocenos de la zona norte como posible área de recarga. Por otro lado, se ha concluido que la zona de los “Campos de Ciano” y los materiales que conforman la subcuenca del barranco Molón sí forman parte de este acuífero. Por lo tanto, se ha descartado la subhipótesis A-2. De esta forma, parece posible indicar que el área de recarga será menor de 13 km² y, según el balance volumétrico, mayor de 4 km².

Todos estos datos y otras observaciones parecen indicar que, los límites hidrogeológicos de la subhipótesis A-1 son los más probables, siendo además la superficie con mayor fracturación, desarrollo kárstico (lapiaz, laderas de gelifractos, simas, superficies de erosión), y posible cota de recarga, entre 1250 y 1300 m.

En definitiva, y a pesar de la gran incertidumbre que conlleva definir unos límites hidrogeológicos en un acuífero kárstico en este entorno de complicada geología estructural, es posible indicar que los límites hidrogeológicos del acuífero de Fuenmayor podrían estar delimitados por los límites definidos para la subhipótesis A-1. Además, se incluiría, dentro de esta área de recarga, la zona de los campos de Ciano y la zona de los conglomerados, arenicas y lutitas del Mioceno, delimitados hipotéticamente por la divisoria de aguas del barranco Molón (Figura 4.6). La superficie que se obtiene, teniendo en cuenta estos límites, es de unos 10 km² (9,70 km²). Es decir, la definición del área de recarga se ha basado en múltiples criterios, utilizando toda la información recopilada en la zona debido a su complejidad.

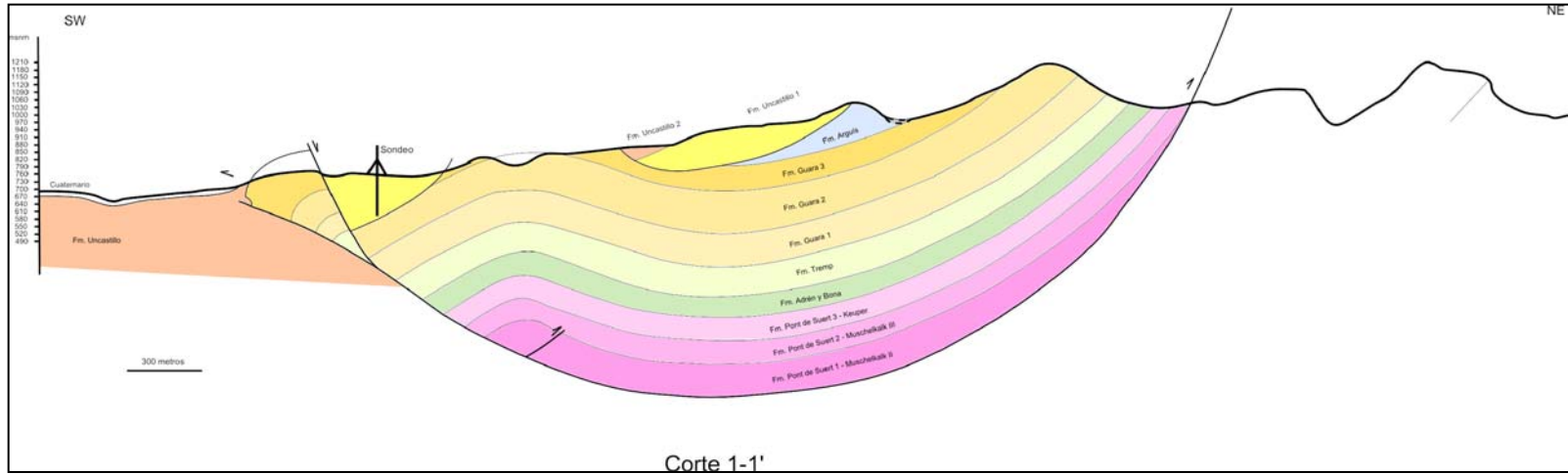
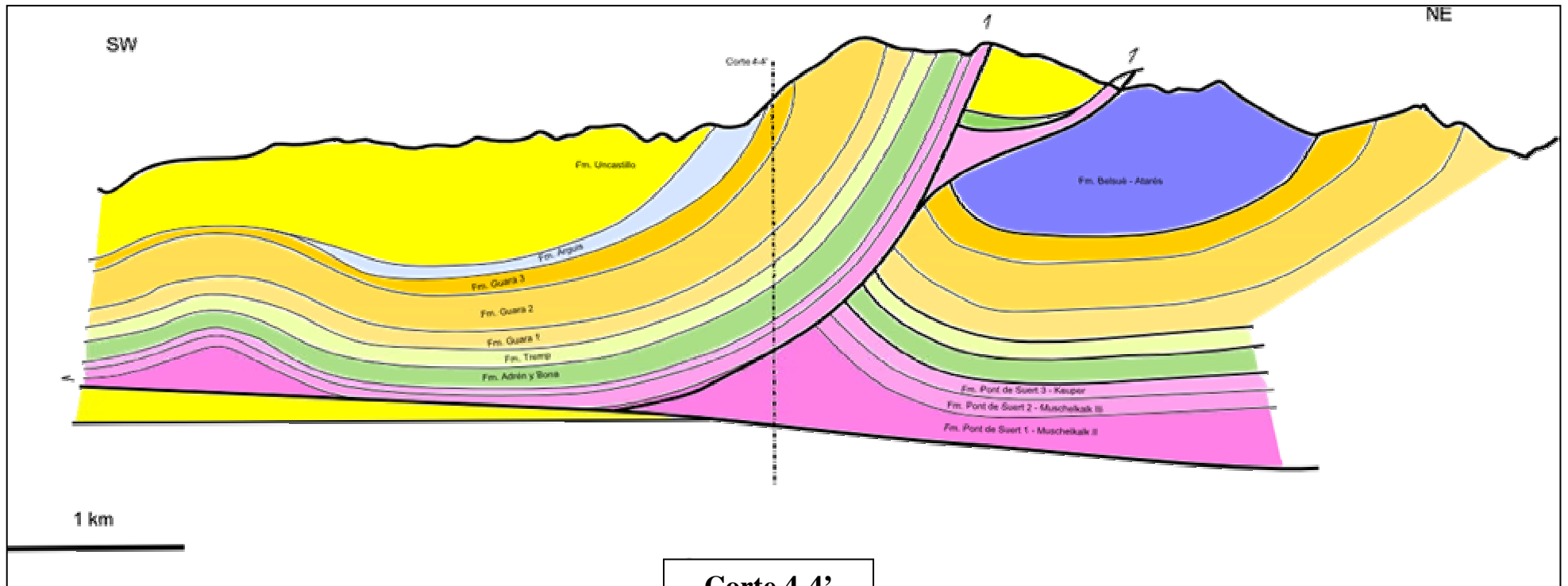


Figura 4.4: Corte 1-1'. Zona "Campos de Ciano".



Corte 4-4'

Figura 4.5: Corte 4-4'. Zona norte, conglomerados San Martín.

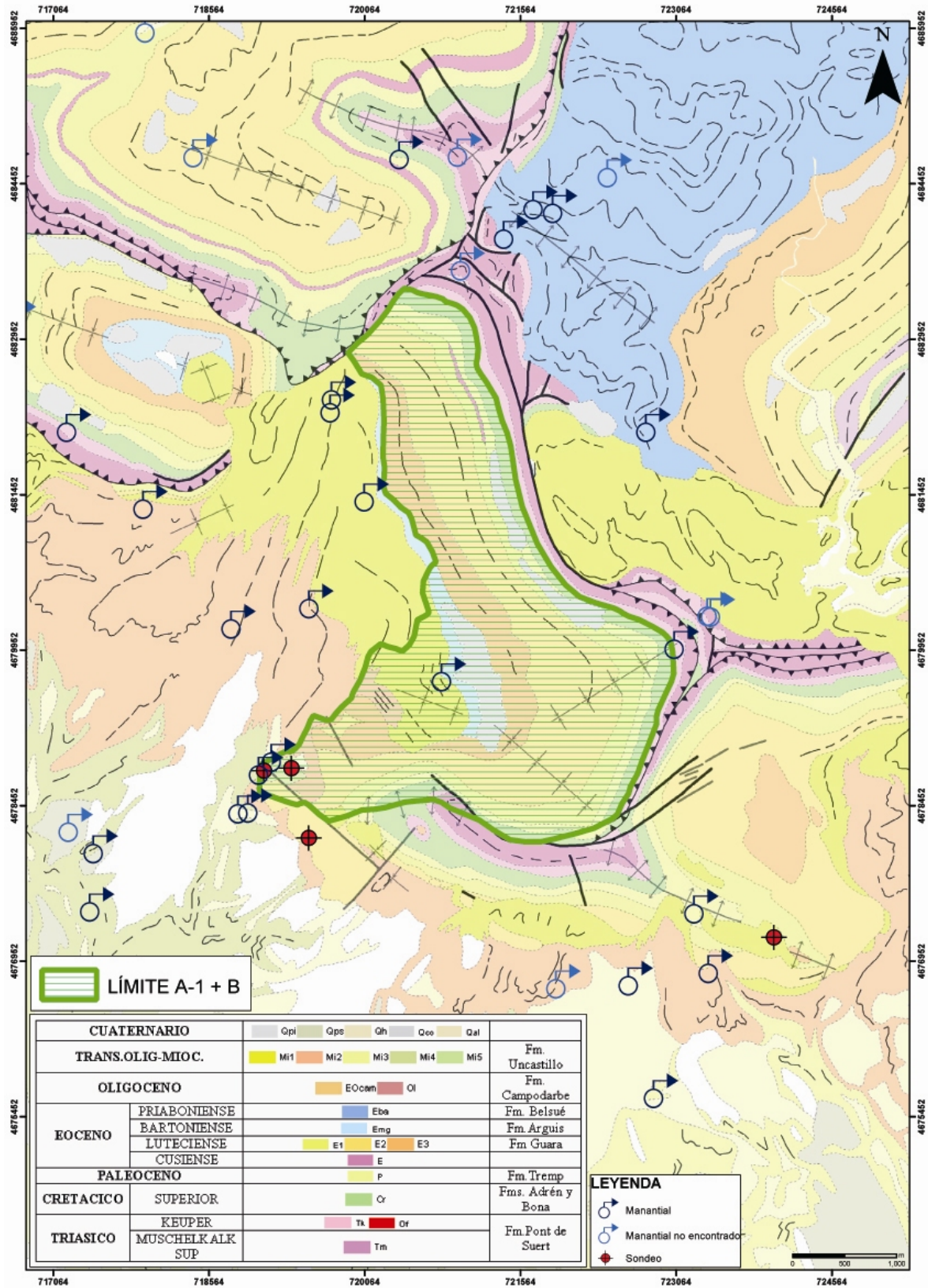


Figura 4.6: Hipótesis final A-1+B para el área de recarga del acuífero que drena Fuenmayor.

CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN DE LA RECARGA

5.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El estudio de la recarga de un acuífero informa sobre el volumen de agua que se infiltra al mismo durante un intervalo de tiempo (Custodio, 1998). La recarga puede producirse por agua meteórica, por las aguas superficiales de ríos o lagos, por transferencia de otro acuífero o acuitardo, por retorno de regadíos o por recarga artificial (Alcalá, 2005). La fracción de agua que no se infiltra más allá de la zona radicular es transpirada por las plantas, evaporada por el suelo o devuelta a la superficie como flujo hipodérmico o como descarga de acuíferos poco profundos (Custodio et al., 1997). Tal como se ha establecido en el modelo conceptual presentado en el apartado 1.3, en los acuíferos kársticos la recarga puede ser difusa o concentrada (donde no se producen procesos de evapotranspiración). Por otra parte, la recarga depende también de las variaciones climáticas, el uso del suelo y la vegetación, la pendiente, la litología, la fracturación, etc (Lerner et al., 1990; Wood et al., 1997; Simmers, 1997; De Vries y Simmers, 2002). Evaluar la recarga es un paso fundamental para conocer el funcionamiento de un acuífero y poder valorar si los recursos hídricos subterráneos son explotables a corto, medio y a largo plazo (Espinosa et al., 2012). De esta manera es posible actuar en su gestión, planificación y en un buen desarrollo sostenible.

Existen diferentes métodos de variada naturaleza para estimar la recarga de un acuífero (Custodio y Llamas, 1983; Lerner et al., 1990; Sharma, 1990; Custodio et al., 1997; Simmers et al., 1997; Custodio, 1998; Samper, 1998; De Vries y Simmers 2002; Lerner, 2002; Scanlon et al., 2002; IGME-GHUMA, 2003; Xu y Beekman, 2003): técnicas de medición directas (lisímetros, infiltrómetros, etc), balances hidrometeorológicos en el suelo, balance hídrico anual (entradas = salidas \pm Δ almacenamiento), uso de trazadores naturales químicos (p.e. balance de cloruros), isotópicos (^{18}O , ^2H , T y ^{14}C) o artificiales (colorantes orgánicos e inorgánicos) y, más recientemente, balances en múltiples porciones homogéneas del territorio con la ayuda de técnicas de Sistemas de Información Geográfica (Custodio, 2009). El uso de una técnica u otra depende del tipo de recarga que se produce (Custodio, 1997), de los datos existentes, de los medios, tiempos y recursos disponibles, así como de las características hidroclimáticas de la zona de estudio. Además, la estimación de la recarga debería ir siempre acompañada de la estimación de la incertidumbre (Custodio, 2009), debido principalmente a la complejidad de los parámetros que intervienen en el proceso y la propia naturaleza del fenómeno (Espinosa et al., 2012). Para tratar de disminuir dicha incertidumbre es aconsejable utilizar conjuntamente diversos métodos de cálculo que sean lo más independientes entre sí (Custodio y Llamas, 1983; Simmers et al., 1997; Custodio et al., 1997; Scanlon et al., 2002). De esta manera es posible contrastar resultados y minimizar los errores obtenidos por otros métodos y poder llegar a una mejor conclusión sobre la recarga de los acuíferos.

En el entorno de San Julián de Banzo (Huesca) y áreas cercanas, se ha recopilado toda la información previa relacionada con la recarga. De esta manera ha sido posible comprobar que en todos los estudios existentes hasta el momento la recarga se ha obtenido mediante la aplicación de balances de agua en el suelo y balances hídricos. En el trabajo más antiguo (Liso y Ascaso, 1969), y utilizado como base para todos los estudios posteriores, se realizó un balance de agua en el suelo con los datos de precipitación y temperatura recopilados entre 1928 y 1969 en la estación termopluviométrica de Santa María de Belsué, situada unos 9 km al noroeste de San Julián de Banzo y a 900 m de altitud. Además, para realizar este balance se calculó a nivel mensual la evapotranspiración potencial (ETP) por medio de la fórmula de Thornthwaite y se

aplicó una reserva útil de 100 mm. El valor obtenido de la evapotranspiración real (ETR) fue de 567 mm/año con una recarga de 399 mm/año (41% de la precipitación media anual para dicho periodo).

Posteriormente se realizó un primer estudio hidrogeológico detallado de la surgencia kárstica de Fuenmayor (Pascual, 1974). En este trabajo se argumenta que es complicado conocer la recarga debido a que no existen medidas directas (lisímetros) y sólo es posible evaluarla en función de la respuesta de los caudales respecto a las lluvias. De esta manera se determinaron valores de infiltración superiores al 90 % en épocas de fuerte precipitación, mientras que para lluvias de menor intensidad este valor se reducía hasta el 40-70 % de la precipitación media anual.

Más adelante se realizó un estudio hidroclimático en el entorno de la Sierra de Guara y el Somontano Oscense (Sánchez, 1988). Para ello, se recopiló toda la información previa y las medidas de temperatura y precipitación de las estaciones meteorológicas del Centro Meteorológico de la Cuenca del Ebro (hoy pertenecientes al AEMET, Agencia Estatal de Meteorología). De nuevo, en este trabajo, se realizó un balance de agua en el suelo por medio de los datos de precipitación y temperatura recopilados en la estación de Santa María de Belsué, entre 1964 y 1983. El cálculo de la ETP se hizo mensualmente por medio de la fórmula de Thorntwaite y la reserva útil considerada fue de 60 mm. Una vez conocida la información de entrada se obtuvo un valor de ETR de 545 mm/año y una recarga de 409 mm/año (43 % de la precipitación media anual para dicho periodo). Además, se aplicaron las fórmulas de Turc y Coutagne para obtener valores promedio de ETR estimados para toda la Cuenca del Ebro. La ETR calculada fue de 515 y 540 mm/año (54 y 57 % de la precipitación media anual) resultando una recarga de 439 y 414 mm/año en función del método empleado (43 y 45 % de la precipitación media anual).

A mediados de los noventa el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), actual IGME, realizó un informe hidrogeológico complementario a la hoja de la serie Magna nº 248-Apiés (ITGE, 1995). En este trabajo se volvieron a utilizar los datos de precipitación y temperatura medidos en la estación de Santa María de Belsué durante el periodo 1963 a 1987, con el objetivo de realizar un balance diario de agua en el suelo. Para esto, se calculó la ETP por la fórmula de Thorntwaite y se tuvieron en cuenta tres supuestos de reserva útil: 30, 50 y 100 mm. El valor de ETR calculado está entre 375 y 476 mm/año y la recarga que se obtuvo está entre 477 y 578 mm/año, es decir entre el 50 y 60 % de la precipitación media anual para dicho periodo.

Finalmente, en el año 2004 se evaluó la recarga mediante la realización de un balance hídrico en el acuífero de Fuenmayor (Villarroel et al., 2004). Para ello se utilizaron como datos de partida una superficie de recarga de 4,65 km² (Villarroel et al., 2002) y los datos mensuales de precipitación y caudal recogidos en la estación monitorizada instalada en el manantial entre mayo de 2002 y abril de 2003. Para la ETP se utilizaron los valores mensuales obtenidos en estudios previos para la estación meteorológica de Santa María de Belsué (Liso y Ascaso, 1969). La reserva útil se estimó en 34,2 mm, a partir de la máxima precipitación diaria que no origina incremento en el caudal. De esta manera obtuvieron un valor de ETR de 473 mm/año (61 %) y una recarga de 302 mm/año (39 % de la precipitación media anual).

La disparidad entre los resultados obtenidos por los diferentes trabajos realizados, pone de manifiesto la necesidad de realizar un estudio en profundidad de la recarga del acuífero de Fuenmayor. Éste se encuentra en una zona montañosa donde es complicado utilizar técnicas de medición directas debido a la variabilidad de la evapotranspiración al aumentar la cota de recarga (Alcalá et al., 2011). Sin embargo, con la información recopilada y medida durante esta tesis doctoral (precipitación, temperatura, vegetación, tipos de suelo, parámetros del suelo, y análisis químicos del agua de precipitación y subterránea), se han podido aplicar dos métodos de cálculo de recarga diferentes: uno hidrológico y otro químico. El método hidrológico se ha basado en un balance de agua en el suelo en el entorno del manantial de Fuenmayor. Para esto, se ha utilizado la hoja de cálculo Easy-bal 4.0, que necesita datos de precipitación y temperatura diarios para calcular la evapotranspiración potencial (ETP) mediante la fórmula de Thornthwaite y los valores promedio de capacidad de campo, punto de marchitez y valor de laminación del suelo característico del área de recarga. Por otro lado, y con el objetivo de validar el balance de agua en el suelo se ha utilizado el método químico basado en un balance de cloruros.

5.2 METEOROLOGÍA

5.2.1 ESTACIONES METEOROLÓGICAS

En el entorno del área de estudio se ha trabajado con la información de seis estaciones meteorológicas. Las estaciones con un registro de datos mayor y más antiguo son: Santa María de Belsué (1918-1994), San Julián de Banzo (1950-2012) y Monflorite (1943-2012) instaladas por el Centro Meteorológico de la Cuenca del Ebro, actual Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Las estaciones meteorológicas de Fuenmayor (2002-2005 y 2009-2012) y Ciano (2009-2012), con menos años de registro, fueron instaladas por el Grupo de Tecnologías en Entornos Hostiles (GTE) de la Universidad de Zaragoza y por el Instituto Geológico y Minero de España (Unidad de Zaragoza). Por último, la estación meteorológica de Vadiello (2008-2012) fue instalada y pertenece a la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). En la tabla 5.1 se resumen los datos de cada estación y en la figura 5.1 se muestra su situación. Algunas de las estaciones tan sólo son pluviométricas (San Julián de Banzo) o termopluviométricas (Santa María de Belsué y Fuenmayor) y sólo tres de estas estaciones meteorológicas son completas (Monflorite, Vadiello y Ciano). En dichas estaciones, además de precipitación y temperatura se toman datos de humedad relativa, radiación solar y, velocidad y dirección del viento.

Tabla 5.1: Datos de las principales estaciones meteorológicas próximas a San Julián de Banzo (P = Precipitación, T = Temperatura, PT+ = Estación completa)

NOMBRE	X (UTM)	Y (UTM)	COTA (m s.n.m.)	PERIODO	AÑOS COMPLETOS			ORIGEN
					P	T	PT+	
Santa María de Belsué	717494	4685614	990	1918-1994	45	27		AEMET
San Julián de Banzo	718716	4678665	720	1950-2012	53			AEMET
Monflorite	721151	4662571	541	1943-2012	60	67	50	AEMET
Fuenmayor	719033	4678770	708	2002-2012	4			GTE-IGME
Ciano	721887	4678913	1055	2009-2012			2	GTE-IGME
Vadiello	724403	4679989	739	2008-2012			3	CHE

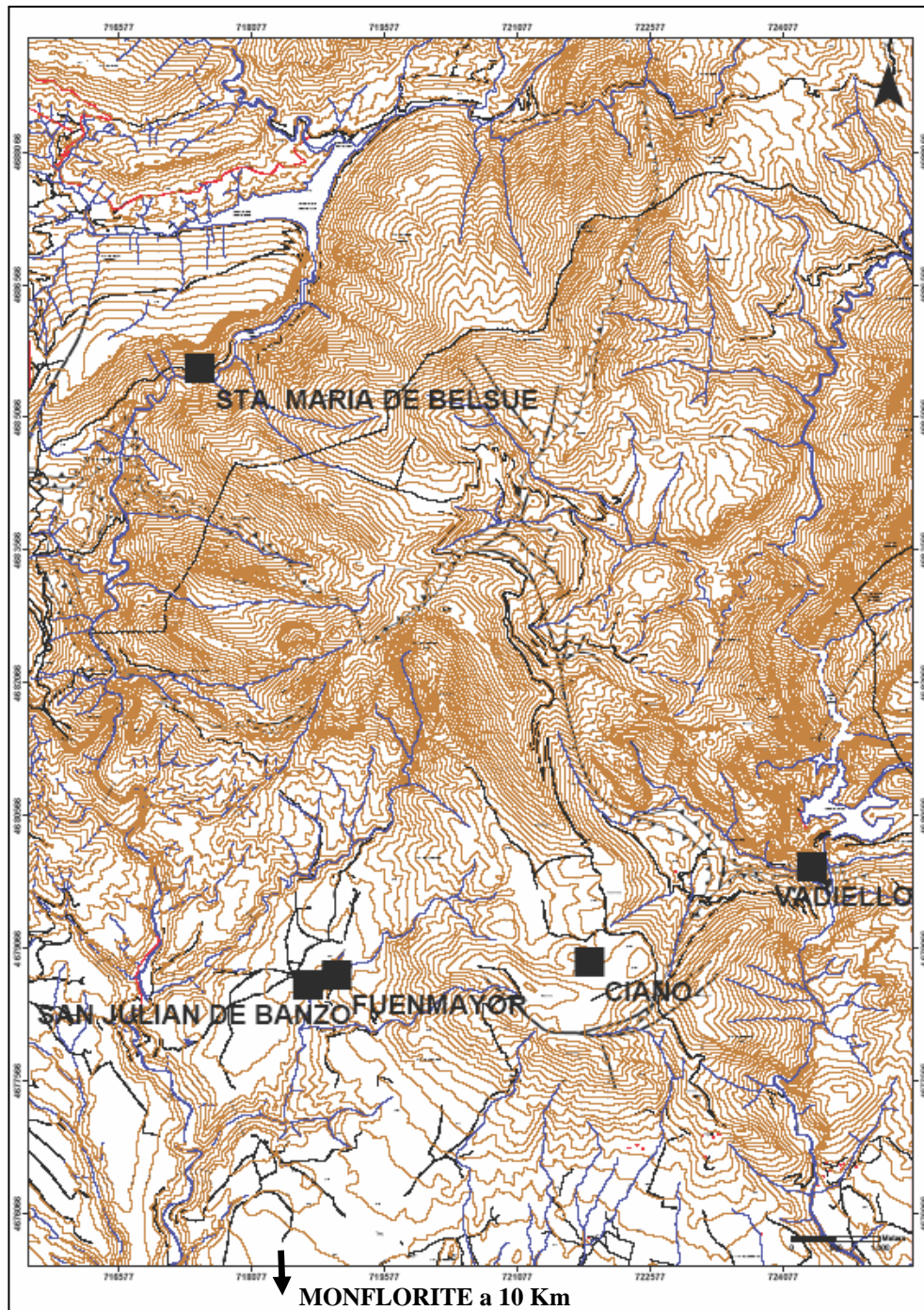


Figura 5.1: Situación de las estaciones meteorológicas en el entorno de San Julián de Banzo.

Hasta el desarrollo de esta tesis doctoral no existía en la zona ninguna estación meteorológica completa por encima de los 1000 m. Por esto, y con el objetivo de conocer mejor los datos meteorológicos y poder llegar a evaluar la recarga del acuífero por medio de diferentes métodos se instaló la estación de Ciano (1055 m s.n.m.) (Anexo). Dicha estación ha estado recogiendo datos a nivel horario de precipitación, temperatura ambiente, humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento, entre abril de 2009 hasta junio de 2012 (Figura 5.2-A). La serie obtenida es corta y con alguna laguna de datos. Sin embargo, ha permitido hacer un estudio de correlación meteorológica entre la zona de recarga y otras zonas cercanas con más datos.

Otra de las estaciones representativas de la zona de estudio es la de Fuenmayor (708 m s.n.m.) (Anexo) que ha registrado a nivel horario datos de precipitación y temperatura entre 2002-2005 y 2009-2012 (Figura 5.2-B). En este caso la serie de datos es más larga pero los periodos sin medidas son también importantes. Finalmente, la estación pluviométrica de San Julián de Banzo (720 m s.n.m.), situada a unos 300 m del manantial de Fuenmayor, es la que presenta una mayor serie de datos diarios continuos de precipitación, desde 1950 hasta 2012.

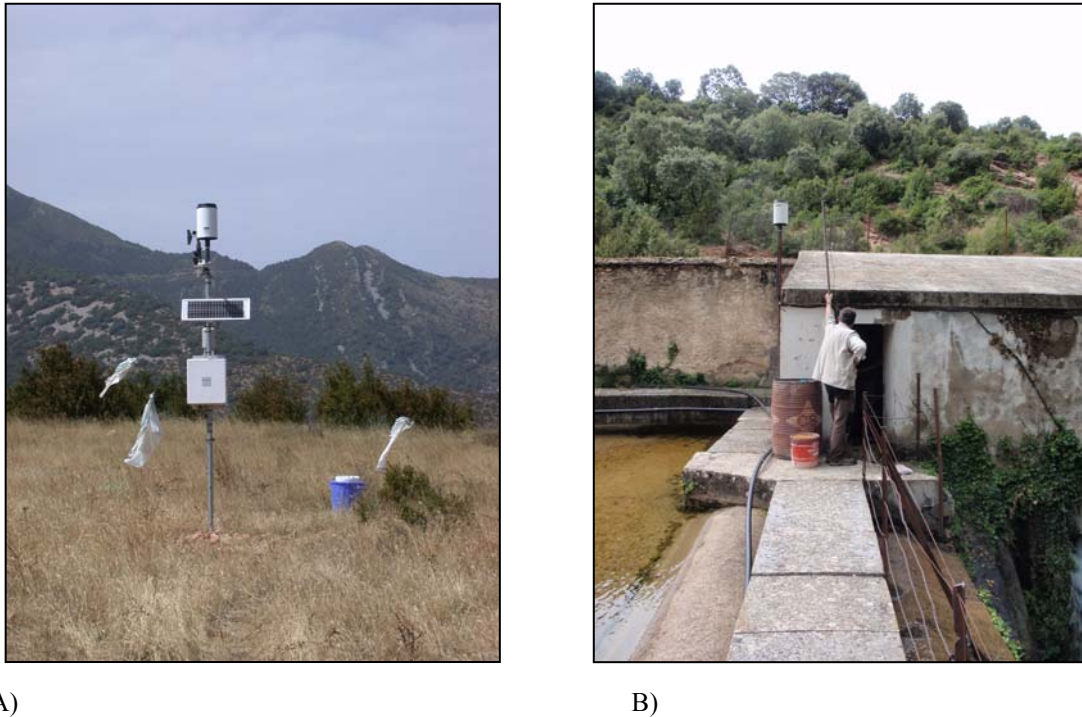


Figura 5.2: A) Estación meteorológica de Ciano. B) Estación meteorológica de Fuenmayor.

5.2.2 PRECIPITACIÓN

Con el objetivo de obtener una serie larga y completa de precipitación diaria representativa del área de estudio se han seleccionado cuatro estaciones de la seis descritas en el apartado 4.2.1. Para realizar la selección se ha teniendo en cuenta principalmente su proximidad al área de recarga, el número de años hidrológicos completos y la longitud de las series de datos. Las estaciones seleccionadas según estos criterios han sido: Ciano, Fuenmayor, San Julián de Banzo y Vadiello (Tabla 5.1).

La estación mejor situada en la zona de recarga del acuífero de estudio es Ciano, pero debido a las lagunas de datos y al corto periodo de medidas (2009-2011) fue necesario correlacionar esta estación con otras para completar la serie. La estación más próxima a Ciano es Fuenmayor pero debido a que también presenta lagunas de datos no fue posible usarla para obtener una serie de datos continua. Por ello, se utilizaron las series de datos completas de las estaciones pluviométricas de San Julián de Banzo y Vadiello y se correlacionaron con los datos de Ciano y Fuenmayor (Figura 5.3). Finalmente se decidió utilizar la estación meteorológica de Vadiello para completar la serie de precipitación de Ciano y Fuenmayor debido a la

coincidencia del periodo de muestreo (una hora frente a los datos diarios de San Julián de Banzo).

De esta manera, por medio del método de dobles masas o dobles acumulaciones, se correlacionó la serie de datos diarios de precipitación de la estación de Vadiello con la estación de Ciano, Fuenmayor y San Julián de Banzo, entre 2009 y 2011 (Figura 5.3). Al correlacionar los datos diarios originales de cada una de estas estaciones (a pesar de las lagunas) con las de Vadiello, se observa en los tres casos una buena correlación. Vadiello y San Julián presentan un coeficiente de correlación de 0,99, Vadiello y Ciano de 0,98 y Vadiello y Fuenmayor de 0,98. A partir de las diferentes ecuaciones de las rectas de regresión calculadas para cada una de las correlaciones realizadas se han podido generar los datos no disponibles de las series. Para las rectas de regresión se ha utilizado una pendiente media ponderada de 0,779 para Ciano y de 0,601 para Fuenmayor.

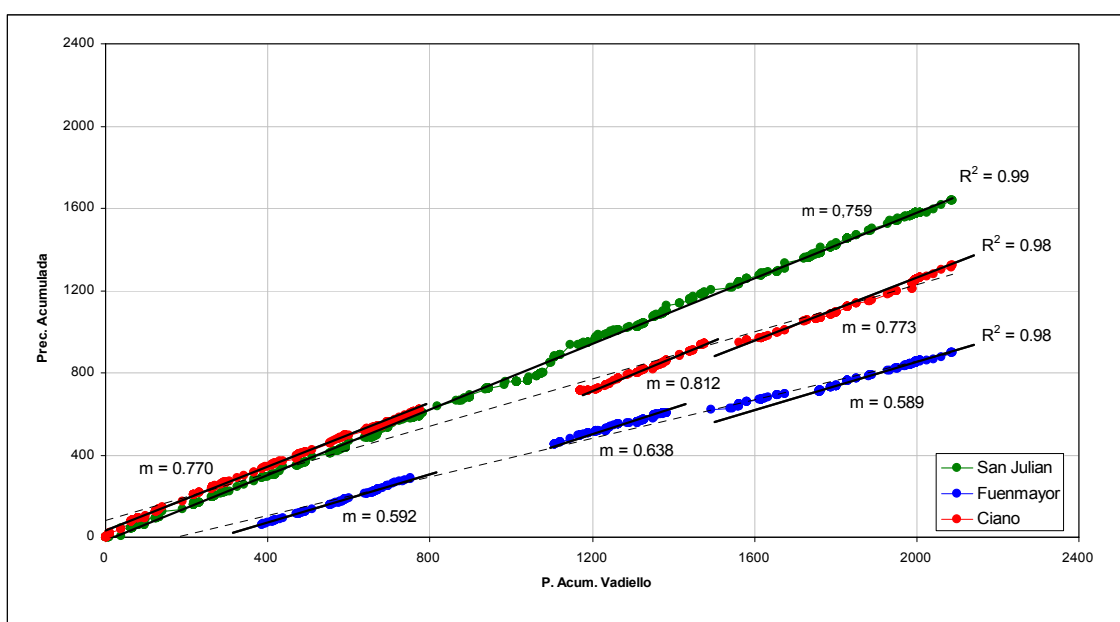


Figura 5.3: Correlaciones entre la precipitación acumulada (mm) en Vadiello con las estaciones de San Julián, Ciano y Fuenmayor, y su coeficiente de correlación. Además, se presentan las diferentes pendientes calculadas en la correlación Vadiello-Ciano y Vadiello-Fuenmayor.

Las series de datos de precipitación generadas para Ciano y Fuenmayor, durante el periodo 2009 y 2011, se representan en la figura 5.4 comparándolas con las estaciones de San Julián de Banzo y Vadiello. De las cuatro estaciones seleccionadas Vadiello es la más alejada de la zona de estudio. Por otro lado, la comparación de la serie de precipitación de la estación de Ciano con San Julián de Banzo muestra que, para el mismo periodo, la precipitación recogida ha sido prácticamente similar, sólo un 0,7 % superior en Ciano. Es decir, parece que el gradiente topográfico no afecta a las precipitaciones en este sector, por lo menos durante este periodo. Además, ha sido posible comprobar que a pesar de la proximidad de las estaciones de Fuenmayor y San Julián de Banzo, la precipitación en Fuenmayor es un 26,5% menor debido posiblemente a la situación de esta estación en una zona de barranco cerrado, es decir, en una zona de sombra pluviométrica. Una vez realizado todo este tratamiento de datos se decidió que la serie pluviométrica de San Julián de Banzo era la más larga (1977-2011) y representativa a nivel diario de la zona de estudio.

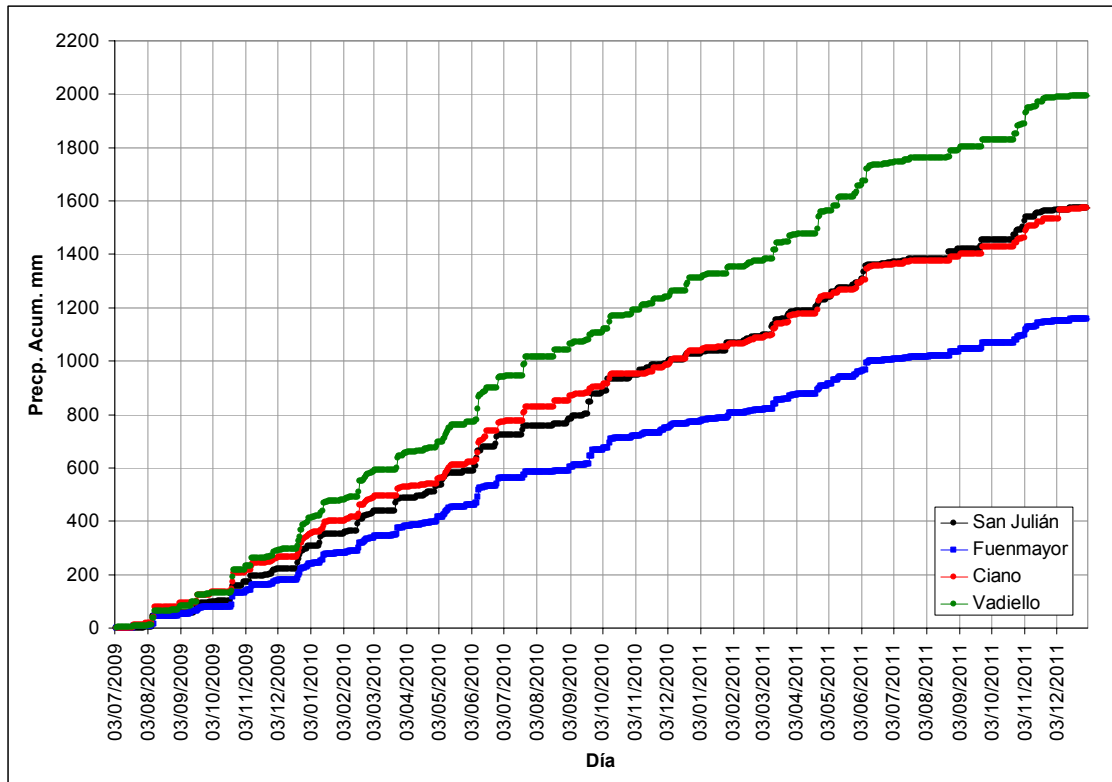


Figura 5.4: Comparación de las precipitaciones acumuladas (mm) de la estación de Vadiello, San Julián de Banzo, Ciano y Fuenmayor, durante el periodo 2009-2011.

A partir de la serie de datos pluviométricos registrados en la estación de San Julián de Banzo, durante el periodo 1977 a 2011, se ha calculado el valor de la precipitación media anual en el entorno del manantial de Fuenmayor. Además se han calculado el valor máximo, mínimo, mediana y desviación estándar. El promedio obtenido durante este periodo es de 599 ± 127 mm/año (Tabla 5.2).

Para determinar los años tipo se han considerado como años húmedos aquellos que sobrepasan un 15 % la precipitación media anual del periodo analizado, y como años secos aquellos cuya precipitación es inferior al 85 % de la media anual (Andreo, 1997; Liñán, 2005). El resto de años se considera de tipo medio y son representativos del área de estudio. Durante el periodo 1977-2011 se han podido diferenciar 11 años secos, 8 años húmedos y 16 años de tipo medio. El año más seco fue 1998 con una precipitación de 370 mm y el año más húmedo 2003 con una precipitación de 835 mm (Tabla 5.2).

La evolución de las precipitaciones durante el periodo 1977-2011 (Figura 5.5) muestra la existencia de años húmedos separados por otros de menor pluviometría (medios y secos). Es importante señalar que durante el periodo 2002-2011 se encuentran los años más húmedos de toda la serie (2003 y 2008), y que entre estos existe un periodo de cuatro años secos destacable. Además, en la representación de la evolución temporal (Figura 5.5) se indica el valor de la precipitación media (599 mm/año) sin que parezca observarse ninguna tendencia clara en cuanto al aumento o disminución de la precipitación durante este periodo.

Tabla 5.2: Serie pluviométrica anual de San Julián de Banzo y principales parámetros estadísticos (1977-2011) (Con fondo gris oscuro se indican los años húmedos, con gris claro los años secos y en blanco los años medios.)

AÑO	P (mm/año)	AÑO	P (mm/año)
1977	772	1997	707,6
1978	578,7	1998	369,8
1979	792,2	1999	598
1980	547,4	2000	737,2
1981	430,3	2001	529,8
1982	763,6	2002	682,5
1983	492,41	2003	835,2
1984	623,4	2004	515,6
1985	475,3	2005	407,1
1986	648,8	2006	501,9
1987	505,2	2007	442,2
1988	583,5	2008	828,4
1989	559,1	2009	628,3
1990	632,8	2010	718
1991	479,9	2011	548,5
1992	686	MAXIMO	835,2
1993	576,9	MÍNIMO	369,8
1994	508,3	PROMEDIO	599,2
1995	469,1	MEDIANA	578,7
1996	795,7	DESV.EST.	127,5

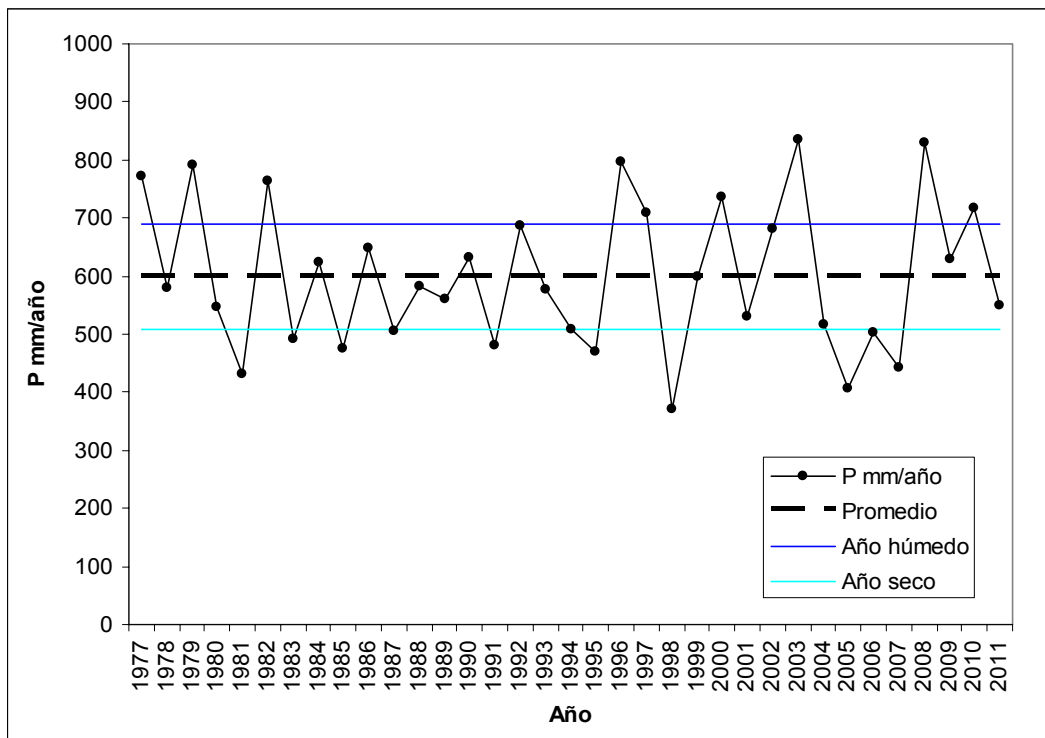


Figura 5.5: Precipitaciones medias anuales en San Julián de Banzo durante el periodo 1977-2011.

En la distribución de las precipitaciones medias mensuales a lo largo del periodo 1977-2011 (Figura 5.6) se puede decir que las máximas precipitaciones medias mensuales corresponden a los meses de octubre (67 mm), abril (66 mm) y mayo (67 mm). El mínimo de precipitación ocurre en julio (27 mm), agosto (32 mm) y febrero (35 mm). Los meses de noviembre, diciembre y junio están por encima de la media (50 mm), mientras que el resto se sitúan por debajo de esta. Es decir, las precipitaciones en el entorno del manantial de Fuenmayor coinciden con las de un clima Mediterráneo continental, con escasas precipitaciones localizadas principalmente en primavera y otoño (GA, 2007).

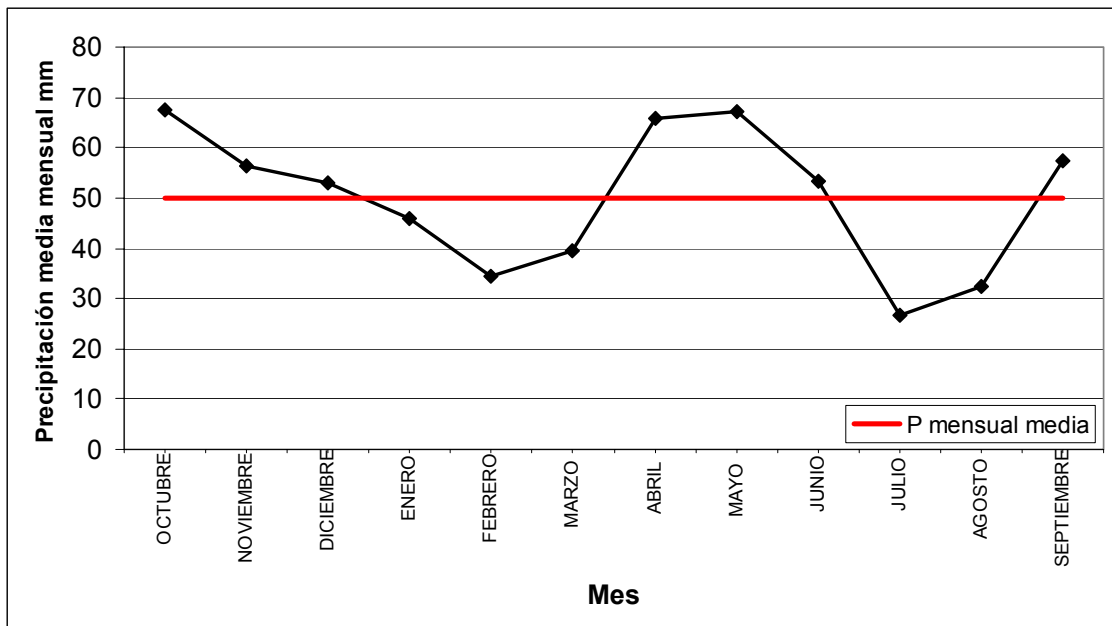


Figura 5.6: Precipitaciones medias mensuales en San Julián de Banzo para el periodo 1977-2011.

5.2.3 TEMPERATURA

Para obtener una serie larga y completa de temperatura representativa del área de estudio se han utilizado tres de las seis estaciones meteorológicas antes descritas (apartado 4.2.1). Para la selección, igual que para la precipitación, se ha tenido en cuenta su proximidad al área de recarga, el número de años hidrológicos completos y la longitud de las series de datos disponibles. Las estaciones seleccionadas han sido: Ciano, Fuenmayor y Monflorite (Tabla 5.1 y Figura 5.1). No ha sido posible utilizar la estación de San Julián de Banzo porque no mide datos de temperatura.

La estación de Ciano es la más representativa por estar en el área de recarga. Sin embargo, presenta la serie de datos más corta (2009-2011). En cambio, la estación de Fuenmayor presenta la serie de temperatura más larga y completa de este entorno (2002-2005 y 2009-2011). Por todo esto, y con la finalidad de completar la serie de datos de temperatura del área de recarga para el periodo 1977-2011 (coincidiendo con la serie de precipitación), se ha realizado una primera correlación de la estación de Fuenmayor con la estación meteorológica de Monflorite, que es la única que dispone de datos de temperatura desde 1944 hasta la actualidad (Figura 5.7). A partir de la recta de regresión lineal obtenida se ha completado la serie de datos

durante el periodo 1977 a 2011 de la estación de Fuenmayor. Por otro lado, existe una buena correlación (0,92) entre los datos de temperatura de Ciano y Fuenmayor para el periodo 2009-2011 (Figura 5.8). Así, se ha calculado una recta de regresión y se ha completado la serie de datos de temperatura en la estación de Ciano para el periodo 1977-2011. Por lo tanto, ha sido posible obtener una serie diaria representativa de la temperatura ambiente en la zona de recarga del acuífero en estudio.

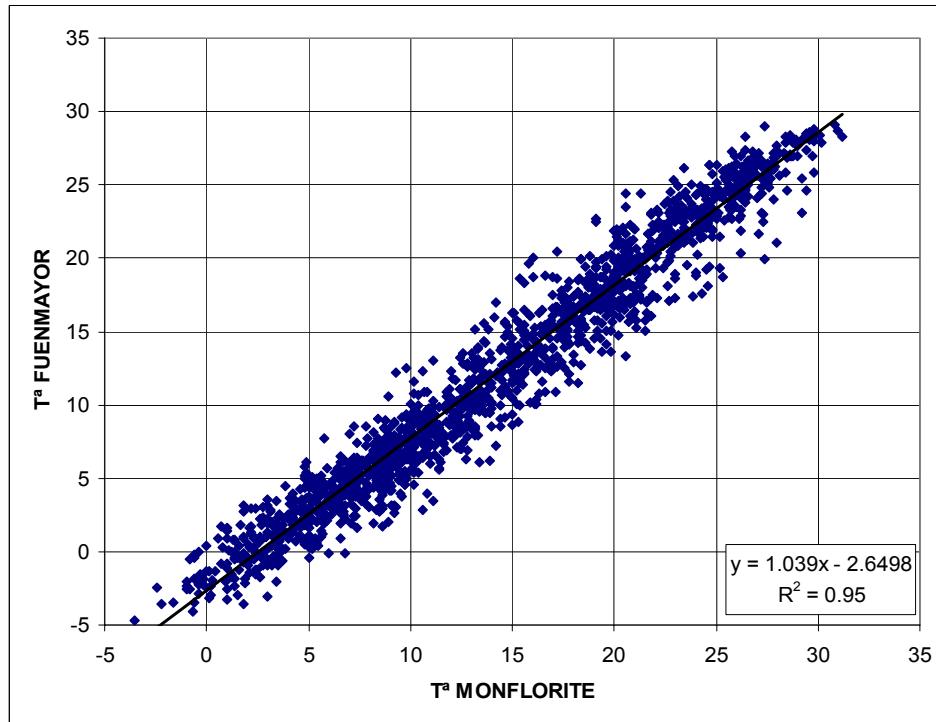


Figura 5.7: Correlación entre los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas de Monflorite y Fuenmayor, periodo 2002-2005 y 2009-2011. Ecuación de la regresión lineal y coeficiente de correlación.

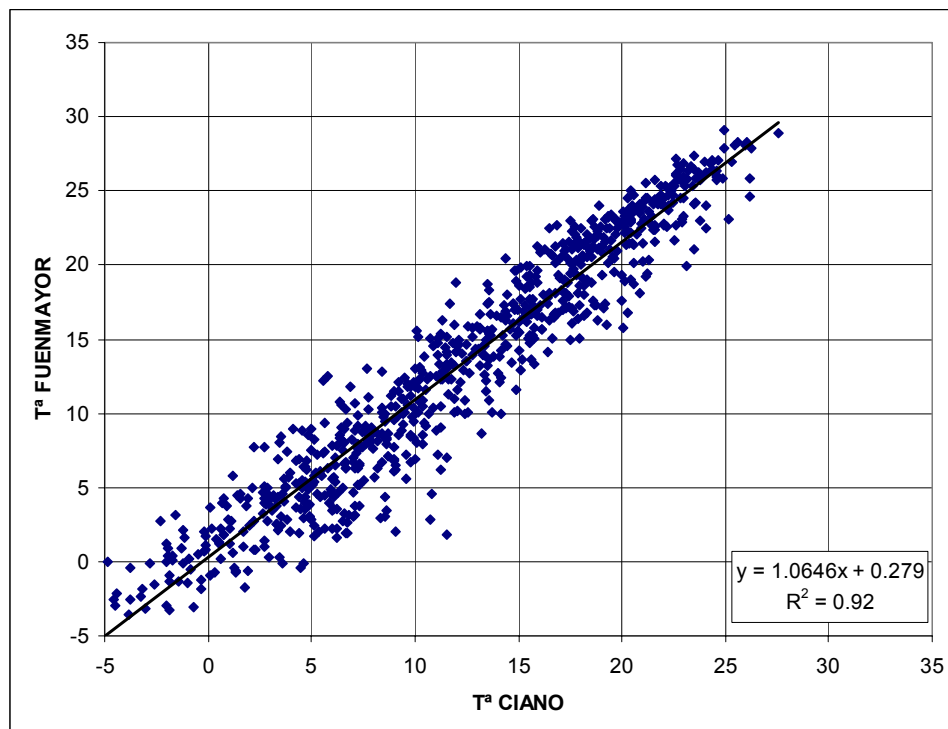


Figura 5.8: Correlación entre los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas de Ciano y Fuenmayor, periodo 2009-2011. Ecuación de la regresión lineal y coeficiente de correlación.

En la tabla 5.3 se muestra la serie de temperatura media anual completa del entorno de San Julián de Banzo para el periodo 1977-2011 correspondiente a la estación de Ciano. Los valores resaltados en negrita son aquellos en los que ha sido necesario completar la serie. Además de calcular el valor de la temperatura media anual se ha calculado el valor máximo, mínimo, mediana y desviación estándar. La temperatura media anual obtenida es de $11 \pm 0,6$ °C. El año más frío en esta estación se registró en 1978 con 10 °C y el año más cálido fue 2003 con una temperatura media de 12 °C. En la figura 5.9 se muestra la evolución temporal de la temperatura media anual para el periodo 1977 a 2011, así como el promedio y la recta de ajuste por regresión lineal. En esta evolución temporal se ha podido observar un ligero aumento de la temperatura del orden de aproximadamente unos 2° C a lo largo de los últimos 35 años.

Tabla 5.3: Serie de temperatura media anual (°C) y principales estadísticos en la estación de Ciano (1977-2011)

AÑO	T^a	AÑO	T^a
1977	10,1	1997	11,6
1978	10,0	1998	11,1
1979	10,3	1999	11,1
1980	10,1	2000	11,5
1981	11,2	2001	11,2
1982	11,2	2002	11,7
1983	11,2	2003	12,0
1984	10,1	2004	11,3
1985	10,7	2005	10,8
1986	10,8	2006	11,3
1987	11,0	2007	11,0
1988	10,7	2008	10,9
1989	11,5	2009	11,9
1990	11,4	2010	10,2
1991	10,9	2011	12,0
1992	10,4	MAXIMO	12,0
1993	10,3	MÍNIMO	10,0
1994	11,6	PROMEDIO	11,0
1995	11,7	MEDIANA	11,1
1996	10,6	DESV.EST.	0,6

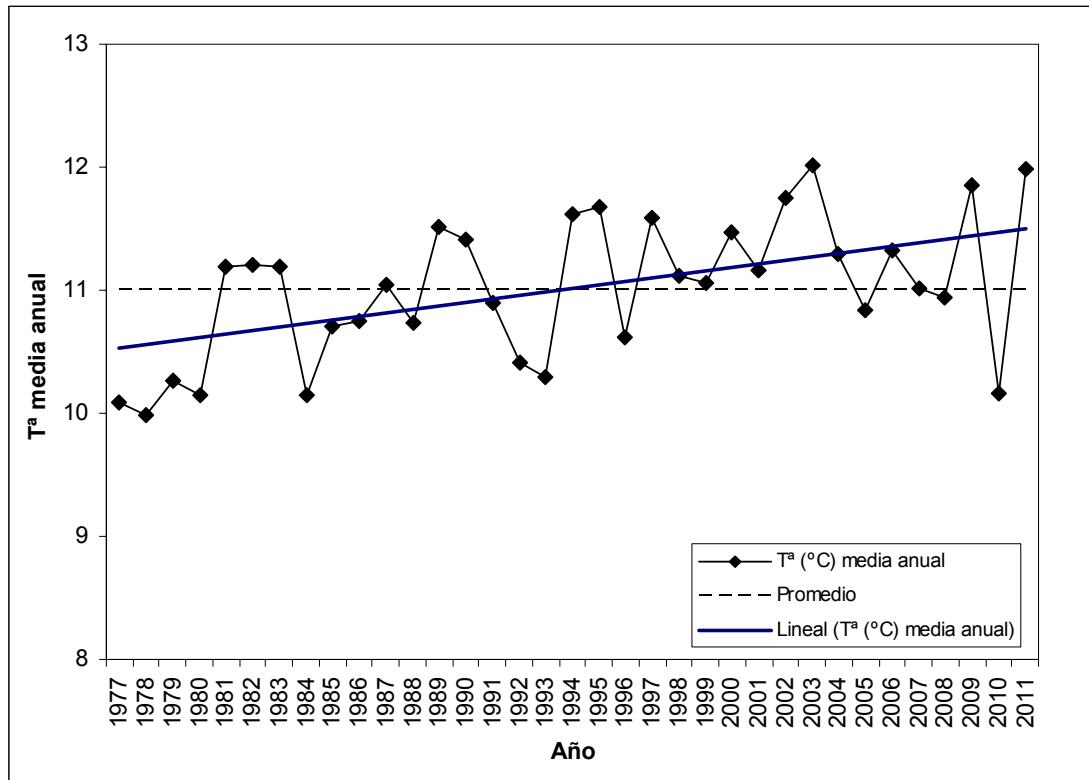


Figura 5.9: Temperaturas medias anuales en Ciano (1055 m s.n.m.) para el periodo 1977-2011. Promedio y recta de ajuste por regresión lineal.

A nivel mensual (Figura 5.10), las temperaturas medias mínimas se registran en enero (3 °C), mientras que las temperaturas medias máximas corresponden a los meses de julio (19,8 °C) y agosto (19,6 °C). La amplitud térmica anual, calculada mediante la diferencia de las máximas y mínimas temperaturas medias mensuales (Martos, 2008) es de 16,8 °C. La temperatura en este entorno es característica de un clima Mediterráneo continental. Es decir, presenta un claro ritmo térmico anual, con veranos cálidos e inviernos frescos (GA, 2007).

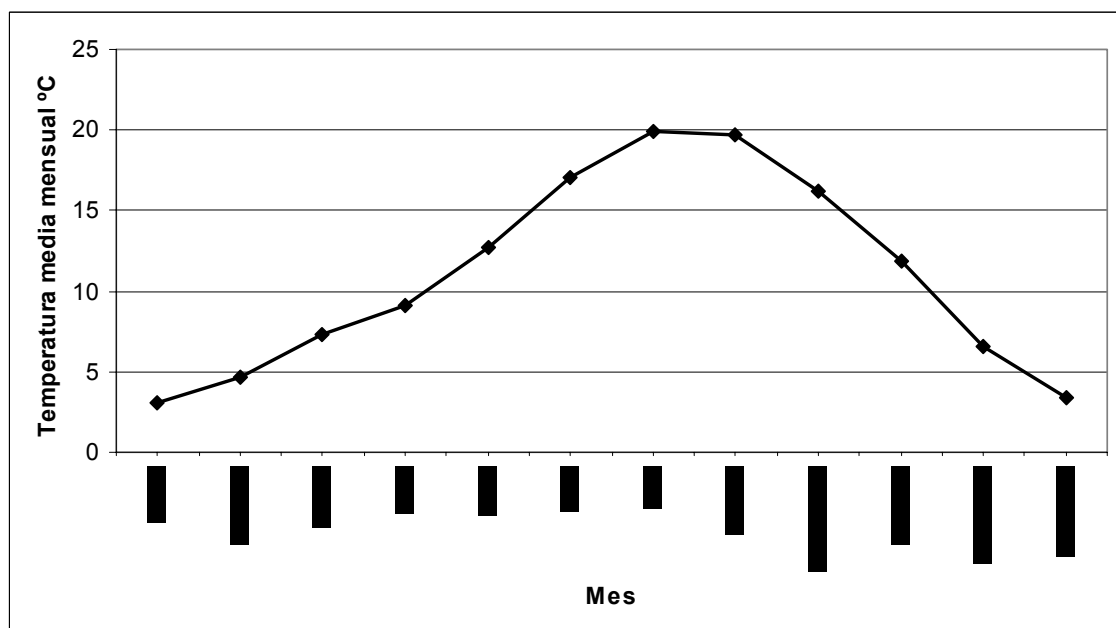


Figura 5.10: Temperatura media mensual para un año medio en Ciano (periodo 2009-2011).

5.3 VEGETACIÓN Y SUELOS

La vegetación en el entorno de las Sierras Exteriores es muy variada. Esto es debido a su disposición oeste-este y a que estas sierras conforman una barrera orográfica para las masas de aire húmedo provenientes del oeste y del norte, que las obligan a ascender de forma brusca (Castán, 2006). Debido a ello, la vertiente norte es húmeda mientras que en la zona sur se produce un efecto desecante que alcanza el piedemonte, dónde proliferan las especies resistentes a la sequía. Además, la disposición lineal produce un alejamiento progresivo de la influencia de las perturbaciones atlánticas lo que unido a un incremento de la altura al avanzar hacia el este da lugar a la continentalización del clima en la vertiente sur (Castán, 2006).

En la mitad sur de las Sierras Exteriores así como en la vertiente septentrional la vegetación potencial corresponde al quejigal. El sotobosque característico de estos quejigales esta formado por boj, que destaca por su profusión y dominio, el guillomo, la “betilaina” en los quejigales húmedos o el durillo en los secos, el majuelo, el endrino, la madreselva, la hepática, las primaveras y violetas (Castán, 2006). Los quejigales aparecen frecuentemente mezclados con pino royo y con pino laricio del país. En algunas ocasiones cuando el quejigal ha sido mermado por la acción humana los pinos han proliferado espontáneamente, aunque en otras ocasiones, como en la Sierra de Guara, la sustitución ha sido realizada por el hombre. Desde el siglo pasado los quejigales fueron explotados en estas sierras, pero a partir de 1945 comenzó la repoblación con grandes extensiones de pino alóctono (laricio de Australia) y pino royo, respondiendo a la demanda maderera y a la política hidráulica del Estado, que trataba de frenar la erosión y reducir el aporte de los sedimentos a los ríos, alargando la vida de los embalses (Chauvelier, 1990). Algunas de estas repoblaciones han progresado con dificultad, debido a los incendios y la procesionaria, aunque otras han tenido buenos resultados. Cuando las comunidades de quejigales y pinos secos se alteran y degradan, van aclarándose y son sustituidos por matorrales más o menos densos de boj, enebro, aliaga y gayuba sobre un pasto duro. Durante las etapas de mayor degradación aparece el erizón, especie que actualmente presenta una gran extensión, el cual protege al suelo de tormentas, deshielos y desecación (Castán, 2006). Además es importante destacar que las gleras, gargantas o cañones y peñascos son enclaves típicos de las Sierras Exteriores con una vegetación adaptada a las duras condiciones de estos ambientes.

En la actualidad no existen estudios concretos sobre los suelos en las Sierras Exteriores, aunque sí existe algún estudio generalizado de tipos de suelo en Aragón o el Alto Aragón (Ibarra, 2004; Badía, 2011). A pesar de esto, Montserrat (1986) hace una descripción del tipo de suelo en estas sierras. En la mitad de la vertiente norte, los suelos más profundos pueden incluirse en la serie de las “terra rossa” desarrolladas sobre sustratos calizos y compuestas por minerales de la arcilla (Montserrat, 1986). En la parte superior de la vertiente septentrional abundan los suelos de tipo rendzinas formados sobre roca madre carbonatada, rico en humus y poco profundos. Estos suelos se encuentran en lugares con poca inclinación o en rellanos de cretón calizo, alternando con suelos pedregosos (litosuelos) (Montserrat, 1986). Al pie de las sierras se observan suelos limosos sobre los conglomerados, areniscas y lutitas miocenas. En la actualidad están bastante degradados por cultivos y las roturaciones a las que se han sometido la mayoría de los carrascales.

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral, se ha querido conocer más detalladamente el tipo de suelo que cubre el área de recarga del acuífero de Fuenmayor. Para esto, la realización de una pequeña calicata en febrero de 2009 durante la construcción de la estación meteorológica de Ciano (1055 m) sirvió para observar el espesor y textura del suelo. La profundidad de la calicata fue de unos 60 cm y el espesor del suelo de unos 30 cm. La tierra es grumosa, con una textura arcillo-limosa y está formada también por cantos angulosos de tamaños decimétricos y raíces gruesas que llegan hasta el epikarst (Figura 5.11). El tipo de suelo, en este punto de observación, es un leptosol, típico de las zonas de afloramientos carbonatados, con poco suelo y baja capacidad de campo.



Figura 5.11: Fotografías del espesor del suelo y detalle del tamaño de piedras con raíces.

Para clasificar un suelo existen diferentes criterios. Uno de los más útiles desde el punto de vista de las propiedades hidráulicas es el textural. Una vez descrito el tipo de suelo y su textura es posible conocer algunos parámetros del mismo. El suelo observado en la calicata es franco limo arcilloso, por lo que según la tabla de propiedades del suelo en función de la textura (Schroeder et al, 1994), le corresponde una porosidad de 0,471, una capacidad de campo de 0,342, un punto de marchitez de 0,210 y una permeabilidad saturada de $4,2 \times 10^{-5}$ m/s (Anexo).

Un solo punto de observación y los parámetros hidráulicos del suelo obtenidos de una tabla de texturas no es suficientemente representativo del área de recarga. Por esto, en octubre de 2009 se realizó una campaña en la que se seleccionaron 12 puntos de muestreo de suelo a lo largo de la supuesta área de recarga del manantial de Fuenmayor para obtener en laboratorio los parámetros reales del suelo (capacidad de campo y punto de marchitez). Para la selección de los mismos se utilizó la base de datos de Corine Land Cover (2000) que delimita los diferentes usos del suelo. El entorno de Fuenmayor presenta desde zonas de roca desnuda y fuerte pendiente hasta bosques de perennifolias y quejigales (Figura 5.12). De esta forma, se tomaron siete muestras del tipo de suelo más representativo del área de recarga, matorrales subarbustivos o arbustivos poco densos. Dos muestras de las zonas formadas por grandes formaciones de matorral denso o medio denso. Dos muestras de las zonas de matorral boscoso de transición y una muestra de la zona de tierras de labor y transición. En general se pudo observar que en casi todas las zonas seleccionadas el tipo de suelo estaba formado por limos y arcillas, con una variable concentración de piedras y raíces gruesas (Figura 5.13). En bastantes ocasiones, al echar agua artificialmente para humedecer las muestras de suelo, ésta se infiltraba muy rápidamente y el suelo no se saturaba con facilidad.

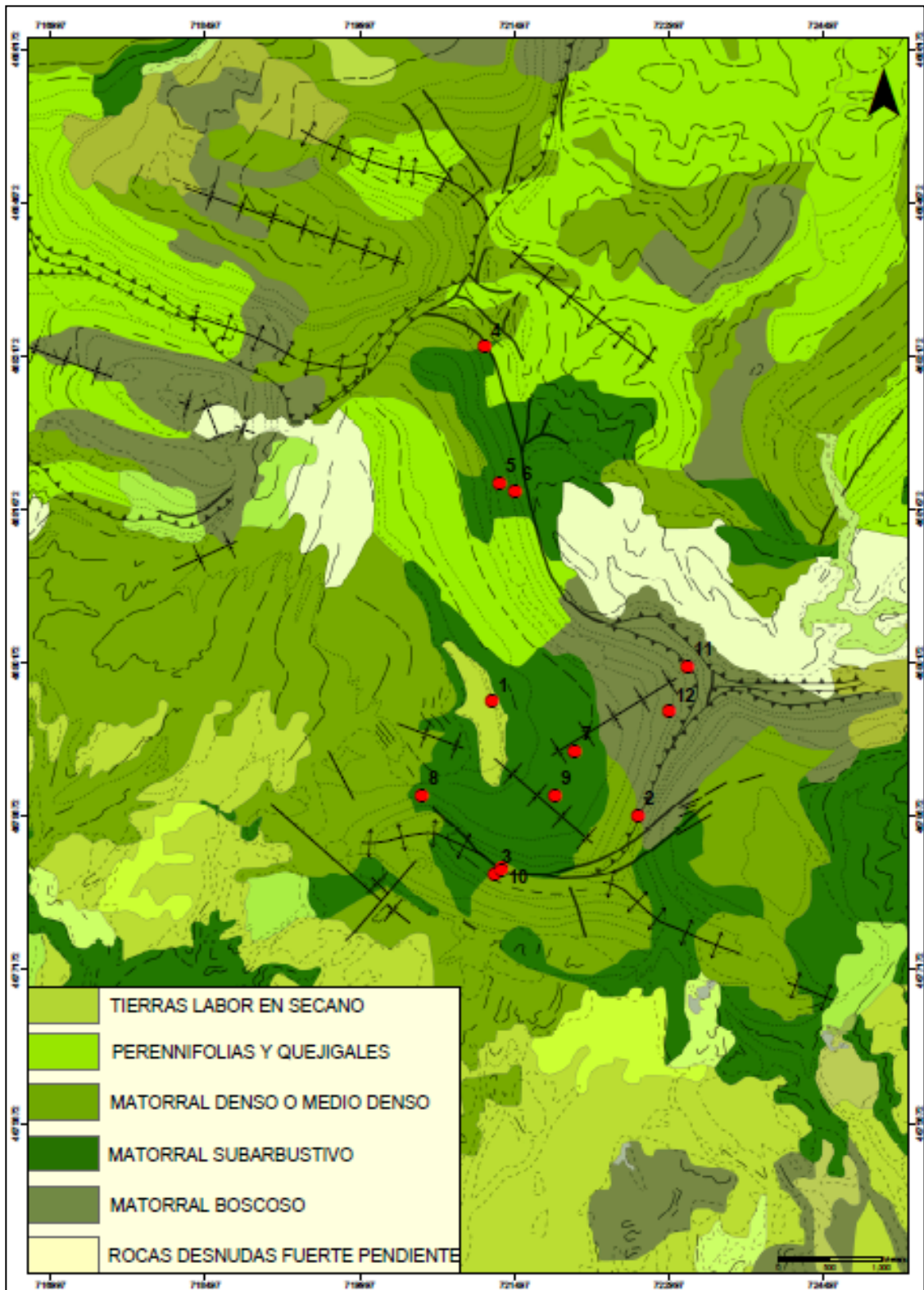


Figura 5.12: Mapa de ocupación de suelos según Corine Land Cover (2000) y situación de los puntos de suelo muestreados y analizados.



Figura 5.13: Ejemplo de algunos de los suelos seleccionados para obtener los parámetros de capacidad de campo y punto de marchitez.

Los resultados de los parámetros obtenidos en este muestreo se presentan en la tabla 5.7 con el cálculo de los principales estadísticos (máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estandar) y los códigos de la ocupación del suelo de Corine Land Cover (2000). El suelo en general es muy heterogéneo, pero los valores calculados de capacidad de campo y punto de marchitez presentan escasas diferencias con desviaciones estandar bajas (Tabla 5.4). Por lo tanto, los valores promedio obtenidos de capacidad de campo (0,187) y punto de marchitez (0,122) pueden considerarse como característicos de la zona de estudio.

Con respecto al espesor del suelo, conocido el dato de la calicata de Ciano de 30 cm y por las observaciones de campo realizadas no parece probable que existan espesores de suelos mayores a 1 m de profundidad.

Tabla 5.4: Datos del muestreo de suelo en campo y datos medidos en laboratorio (capacidad de campo y punto de marchitez) en la zona de recarga de Fuenmayor. Código de la ocupación de suelo según Corine Land Cover (2000).

Nº	NOMBRE	COD.-CORINE_00	OCUPACIÓN DEL SUELO	FECHA PREPARACIÓN	FECHA RECOG.SATUR.	UTM (X)	UTM (Y)	COTA (m s.n.m.)	PROF.ESCAV.(cm)	C.C.	P.M.
1	CAMPO DE CIANO	21100	Tierras de labor en secoano	07/10/2009	08/10/2009	721277	4679794	969	45	0,26	0,176
2	CAMINO VADIELLO	32310	Grandes formaciones de matorral denso o medio denso	08/10/2009	09/10/2009	722693	4678677	1023	2	0,196	0,061
3	CORRAL DE VALLÉS	32310		08/10/2009	09/10/2009	721306	4678106	1051	2	0,092	0,08
4	MULADAR	32320		06/10/2009	07/10/2009	721202	4683258	1269	20	0,253	0,154
5	NEVERAS	32320	Matorrales subarbusivos o arbustivos muy poco densos	06/10/2009	07/10/2009	721349	4681928	1338	17,5	0,179	0,146
6	CUELLO BAIL	32320		06/10/2009	07/10/2009	721502	4681849	1306	13	0,195	0,123
7	CRUCE (C.BAIL-CIANO)	32320		06/10/2009	07/10/2009	722080	4679314	1026	5	0,171	0,065
8	FINAL CAMINO-C.VALLÉS	32320		06/10/2009	07/10/2009	720596	4678878	1091	1	0,229	0,141
9	ESTACIÓN DE CIANO	32320		06/10/2009	07/10/2009	721888	4678881	1053	5	0,229	0,136
10	CIANO	32320		08/10/2009	09/10/2009	721370	4678153	1057	2	0,169	0,13
11	BALSA DE LIGUERRI	32400	Matorral boscoso de transición	08/10/2009	09/10/2009	723172	4680142	798	2,5	0,107	0,103
12	CAMINO LIGUERRI	32400		08/10/2009	09/10/2009	722994	4679696	838	2	0,168	0,143
									MAXIMO	0,260	0,176
									MÍNIMO	0,092	0,061
									PROMEDIO	0,187	0,122
									MEDIANA	0,187	0,133
									DESV.ESTAN	0,052	0,037

Además, con el objetivo de validar los parámetros de suelo calculados en laboratorio estos se compararon con los parámetros obtenidos con la tabla de texturas (Schroeder et al., 1994) y con los parámetros de suelo utilizados en otras áreas de estudio kársticas como la Sierra de Tramontana (Cardoso, 1997) o la Unidad Anoia (Lambán, 1998). El dato de capacidad de campo (0,187) calculado en laboratorio es similar a los valores de otras áreas kársticas pero menor que el obtenido de la tabla de texturas (Schroeder et al., 1994). En cambio, el punto de marchitez (0,122) calculado en laboratorio es un valor intermedio entre el obtenido en otras áreas kársticas y la tabla de texturas (Schroeder et al., 1994). Por lo tanto, el valor promedio de la capacidad de campo y punto de marchitez calculados en laboratorio, pueden considerarse como representativos del área de recarga del acuífero de Fuenmayor, una zona con poco espesor de suelo, formado por una textura arcillo-limosa, con muchas piedras que da lugar a un suelo con una baja reserva útil.

Tabla 5.5: Parámetros del suelo obtenidos de la bibliografía: Tabla Schroeder (1994), Sierra de Tramontana (Cardoso, 1997) y Unidad Anoia (1998).

	Tabla suelo-textura (Schroeder, 1994)	Sierra de Tramontana (Cardoso, 1997)	Unidad Anoia (Lambán, 1998)	
Capacidad de Campo (en volumen)	0,342	0,200	0,090	0,200
Punto de Marchitez (en volumen)	0,210	0,020	0,010	0,020

5.4 MÉTODOS DE EVALUACIÓN DE LA RECARGA

5.4.1 MÉTODO HIDROLÓGICO: BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

Un balance de agua en el suelo permite evaluar la recarga. Además, el balance hidrometeorológico es el único método que proporciona una estimación razonablemente buena de la recarga con los datos climáticos disponibles normalmente (Carrera et al., 2002). Sin embargo, es importante recordar que el cálculo del balance también es complejo, ya que suele ser necesario utilizar métodos empíricos para determinar algunos de los parámetros que intervienen. Este es el caso de la evapotranspiración, proceso altamente estocástico y sensible a las condiciones de contorno (Tuñón et al., 1999) y los parámetros del suelo (capacidad de campo, punto de marchitez,...). Sólo la cantidad de lluvia se puede cuantificar directamente, aunque pueden esperarse grandes variaciones locales, tanto en valores absolutos como en intensidad de lluvia.

El balance de agua en el suelo para un determinado periodo de tiempo puede expresarse de la siguiente forma:

$$\Delta V = P - ES - ETR - R$$

donde ΔV es la variación de agua almacenada en el suelo, P es la precipitación, ES es la escorrentía superficial, ETR es la evapotranspiración y R es la recarga total. Todos estos términos suelen expresarse en columna de agua por unidad de tiempo (mm/día, mm/año).

Al no existir o considerarse como prácticamente despreciable la escorrentía superficial ($ES = 0$), la expresión del balance se simplifica y queda como:

$$P = \Delta V + ETR + R$$

Para el cálculo de este balance se ha utilizado la hoja de cálculo Easy-bal versión 4.0 (Vázquez Suñé y Castro, 2002). El Easy-bal calcula la evapotranspiración potencial (ETP) mediante la fórmula de Thornthwaite a partir de datos mensuales o diarios de temperatura y en función de la latitud. Una vez calculada la ETP se obtiene el valor de la evapotranspiración real (ETR) teniendo en cuenta las características del suelo (capacidad de campo, punto de marchitez, reserva útil, espesor del suelo) y la precipitación durante el periodo considerado.

Todos los datos necesarios para realizar el balance de agua han sido establecidos en las secciones anteriores de este capítulo. La mayor incógnita de todos los parámetros de la zona de estudio ha sido el espesor del suelo, al contar tan sólo con el dato de la calicata (30 cm). Por esto, a partir de esta información y por observaciones de campo se decide realizar tres balances de agua en el suelo para varios posibles espesores: valor mínimo con un espesor de 0,1 m, valor intermedio con el espesor observado de 0,3 m y como máximo un espesor de 0,9 m. Lo que supone considerar un rango de reserva útil entre 6,5 y 58,5 mm.

Teniendo en cuenta estas tres hipótesis, relacionadas con la reserva útil, se han calculado para cada una de ellas los datos de ETR y los valores de la recarga a nivel diario (Tabla 5.10). De esta manera, es posible decir que el rango de la ETR, para el periodo 1977-2011, está entre los 229 y 402 mm/año (38-67% de la precipitación media anual) y la recarga entre los 197 y 371 mm/año (33-62 % de la precipitación media anual). Es decir, el rango de reservas útiles posibles en esta área es muy grande al no conocer bien el espesor del suelo. Sin embargo, es posible acotar la incertidumbre de la recarga al estimar la posible reserva útil del acuífero de Fuenmayor con otro método. Así, Villarroel y Cuchí (2004) calcularon, a partir de la máxima precipitación diaria que no origina incremento de caudal en el manantial, la reserva útil. Para el periodo 2002-2003 obtuvieron una reserva útil de 34,2 mm. Aplicando el mismo principio para todo el periodo de estudio (2002-2005 y 2009-2011) se obtiene un posible valor de la reserva útil entre 32 y 40 mm. Teniendo en cuenta estos datos es posible establecer el valor de la recarga en 224 mm/año para una reserva útil de 40 mm y en 240 mm/año para una reserva útil de 32 mm, para el periodo 1977-2011. Es decir, la recarga estará entre el 37-40 % de la precipitación media anual (Tabla 5.6).

Tabla 5.6: Resultados obtenidos de ETR y recarga para las tres hipótesis de reserva útil durante los periodos 1977-2011 y 2009-2011. Resultado de ETR y recarga para la reserva útil obtenida según el método de Villarroel y Cuchi (2004) para el periodo 1977-2011 y 2009-2011.

Hipótesis	CC (%)	PM (%)	ESPE (mm)	CC (mm)	PM (mm)	RU (mm)	P (mm)	ETR (mm)	R(mm)	ETR (%)	R(%)	PERIODO
1	0,187	0,122	100	18,7	12,2	6,5	599,2	228,5	370,7	38	62	1977-2011
							632	237,8	393,8	38	62	2009-2011
2	0,187	0,122	300	56,1	36,6	19,5	599,2	319,4	279,8	53	47	1977-2011
							632	337	294,6	53	47	2009-2011
3	0,187	0,122	900	168,3	109,8	58,5	599,2	402	197,2	67	33	1977-2011
							632	439	192,6	70	30	2009-2011

32	599,2	359,6	239,6	60	40	1977-2011
40	599,2	375,1	224,1	63	37	
32	632	391,6	240	62	38	2009-2011
40	632	409,1	222,5	65	35	

5.4.2 MÉTODO QUÍMICO: BALANCE DE CLORUROS

El balance de masas calculado a partir de la deposición atmosférica húmeda (precipitación) y seca (polvo) es un método aplicado y validado desde hace décadas (Eriksson y Khunakasen, 1969). El aporte de sales al terreno es variable a lo largo del tiempo pero presenta unos valores medios estacionarios si el clima es estable y no se han producido cambios territoriales significativos (Custodio, 2009). Entre todas las sustancias aportadas, el ión cloruro es de gran interés por su carácter conservativo, por no sufrir interacciones a largo plazo con el terreno y por su estabilidad en la concentración química del agua de precipitación, de escorrentía superficial y subterránea (Eriksson y Khunakasem, 1969; Murphy et al., 1996; Johnston, 1987; Alcalá, 2005; Custodio, 2009; Espinosa, 2012). De esta manera, es posible estimar la recarga procedente del agua de lluvia mediante un balance, comparando la aportación de cloruros de la precipitación con la del agua de recarga (Custodio y Llamas, 1983; Lerner *et al.*, 1990; Wood y Sanford, 1995; Custodio, 1997; Lambán, 1999; Alcalá, 2005; Martos, 2008). Además, el balance de cloruros es independiente del resto de métodos utilizados por lo que servirá para comparar y validar los resultados obtenidos por otras técnicas.

En la zona de estudio objeto de esta tesis no se conocen actividades antrópicas que supongan una aportación o retirada artificial de cloruros del terreno. Por otra parte, realizando un estudio a largo plazo, se puede asumir que los cloruros retenidos por la vegetación son liberados cuando esta muere. Entonces, la expresión estacionaria del balance para valores medios anuales es:

$$RC_R = PC_P - E_S C_E$$

Donde, R = recarga media anual (mm/año); P = precipitación media anual (mm/año); E_S = escorrentía superficial media anual (mm/año); C_R = contenido medio en Cl⁻ del agua de recarga (mg/l); C_P = contenido medio en Cl⁻ del agua de lluvia (mg/l), C_E = contenido medio en Cl⁻ del agua de escorrentía superficial (mg/l).

Como en la zona de estudio la escorrentía superficial puede considerarse como poco significativa, la recarga del acuífero puede estimarse mediante la siguiente expresión:

$$R = PC_P / C_R$$

Una vez estimada la recarga media anual, es posible calcular el error asociado a esta estimación por medio de la siguiente expresión (Lambán, 1999):

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{C_P}{C_R} \sigma_P \right)^2 + \left(\frac{P}{C_R} \sigma_{CP} \right)^2 + \left(P \frac{C_P}{C_R^2} \sigma_{CR} \right)^2$$

Donde, σ_R = error asociado a la recarga; σ_P = error asignado a la precipitación media en el área de recarga de cada punto de control; σ_{CP} = error asignado al contenido en cloruro del agua de lluvia en el área de recarga; σ_{CR} = error asignado al contenido en cloruro del agua de cada punto de control.

La precipitación media (P) introducida, se obtiene de la estación pluviométrica de San Julián de Banzo (entre 2009 y 2011). El error asociado a la precipitación se calcula por medio de la desviación estándar de la precipitación anual (σ_P). La concentración de cloruro del agua de lluvia (C_P) se obtiene de los tomamuestras de Fuenmayor (708 m), Ciano (1055 m) y Matapaños (1268 m), durante el periodo 2009-2011. El error asignado corresponde a la desviación estándar de las concentraciones del agua de precipitación (σ_{CP}). La concentración de cloruros en el agua de recarga (C_R) se obtiene del promedio de la concentración de cloruro del manantial de Fuenmayor entre los años 2009 y 2011. El error que se asume es la desviación estándar de estas concentraciones (σ_{CR}) (Anexo).

En la tabla 5.7 se presentan los términos del balance de cloruros y los valores de recarga obtenidos para el periodo 2009-2011. El valor promedio de la recarga es de 188 ± 152 mm/año, lo que supone un 30 ± 24 % de la precipitación media anual. El error en la estimación de la recarga es muy alto debido principalmente a la gran variabilidad existente en la concentración de cloruros en la precipitación. Sería importante en un futuro disponer de series más largas de datos para minimizar la incertidumbre de este método.

Tabla 5.7: Términos del balance utilizados y valores de recarga obtenidos. P, precipitación media anual (mm/año); σ_P error asignado a la precipitación (mm/año); C_P , contenido medio de Cl^- de la lluvia (mg/l); σ_{CP} , error asignado a C_P (mm/año); C_R , contenido medio de Cl^- del agua de recarga (mg/l); σ_{CR} , error asignado a C_R (mm/año); R, recarga (mm/año); σ_R , error de la recarga (mm/año).

NOMBRE		P	σ_P	C_P	σ_{CP}	N	C_R	σ_{CR}	N	R	R (%)	σ_R	σ_R (%)
TODO LLUVIA 09-11	PROMEDIO	632	85	0,53	0,41	31	1,79	0,37	23	188	30	152	24

5.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Hasta el desarrollo de esta tesis doctoral no existía en todo el dominio ninguna estación meteorológica completa por encima de los 1000 m en el Prepirineo aragonés. Por esto, y con el objetivo de conocer mejor los datos climáticos en el entorno del manantial de Fuenmayor y llegar a evaluar la recarga del acuífero que drena, se instaló la estación meteorológica de Ciano (1055 m s.n.m.). Dicha estación ha estado recogiendo datos a nivel horario de precipitación, temperatura ambiente, humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento, entre abril de 2009 hasta junio de 2012.

Debido a que la serie de datos de precipitación y temperatura de la estación de Ciano es corta (2009-2012) y presenta importantes lagunas de datos, fue necesario utilizar otras estaciones meteorológicas próximas para completar las series. Una vez realizado todo el tratamiento de datos se obtuvo una serie larga de datos de precipitación y temperatura característicos de la zona de recarga, para el periodo 1977-2011. La precipitación promedio durante este periodo es de 599 mm/año y la temperatura promedio es de 11 °C.

Se ha realizado un muestreo de suelo en el área de recarga que ha servido para calcular en laboratorio los parámetros reales de capacidad de campo y punto de marchitez característicos. El valor promedio de la capacidad de campo obtenida es de 0,187 y el del punto de marchitez de 0,122. En cambio, sólo se conoce un dato de espesor de suelo de 30 cm, aunque observaciones de campo indican que no parece que existan suelos con más de 1 m de profundidad.

Con la información recopilada y medida durante esta tesis doctoral (precipitación, temperatura, vegetación, tipos de suelo, parámetros del suelo, y análisis químicos del agua de precipitación y subterránea), se han podido aplicar dos métodos de cálculo de recarga diferentes: uno hidrológico y otro químico. El método hidrológico se ha basado por primera vez en un balance de agua en el suelo en el entorno del manantial de Fuenmayor. El método químico, basado en un balance de cloruros, ha servido para complementar y validar el balance de agua en el suelo.

Para realizar el balance hidrometeorológico se han definido tres posibles hipótesis según el espesor de suelo. De esta manera es posible decir que el rango de la ETR para el periodo 1977-2011 está entre los 229 y 402 mm/año (38-67% de la precipitación media anual) y la recarga está entre los 197 y 371 mm/año (33-62 % de la precipitación media anual). La incertidumbre es muy alta por lo que se intentó acotar utilizando el mismo principio que Villarroel y Cuchí (2004), obteniendo una reserva útil entre 32 y 40 mm. Teniendo esto en cuenta parece que la recarga estará entre los 224 y 240 mm/año (entre el 37-40 % de la precipitación media anual).

El balance de cloruros ha permitido establecer, aunque con elevada incertidumbre, una recarga de 188 mm/año (30 % de la precipitación media anual) con un error de 152 mm/año (24 %). Estos valores permiten descartar pequeños espesores de suelo con baja ETR.

Finalmente, parece posible indicar que el balance de cloruros (a pesar de su incertidumbre) está próximo a los valores obtenidos por el balance de agua en el suelo. Por lo

que es posible decir que la recarga del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor estará entre los 188 y los 240 mm/año. Es decir, aproximadamente entre un 30-40 % de la precipitación media anual, para el periodo 2009-2011.

La recarga total en un acuífero kárstico está formada por una recarga difusa a través del suelo hacia al acuífero y por una recarga concentrada a través de grietas, fracturas, sumideros, etc., hacia el acuífero. Que la recarga producida en el acuífero de Fuenmayor esté entre el 30-40 % de la precipitación media anual concuerda con una superficie de recarga formada mayoritariamente por suelo (poco profundo) y vegetación (en su mayoría matorrales subarbustivos). Aproximadamente, tan sólo el 10 % del área de recarga está formada por rocas desnudas con fuerte pendiente y otras zonas donde se produce una recarga directa.

**CAPÍTULO 6: FUNCIONAMIENTO
HIDRODINÁMICO E HIDROQUÍMICO DEL
ACUÍFERO DE FUENMAYOR**

6.1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El conocimiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos es complicado, debido principalmente a su carácter heterogéneo y anisótropo (Liñán, 2005). El uso de métodos clásicos para conocer el funcionamiento de estos acuíferos, como ensayos de bombeo o de inyección, está limitado debido a que los mecanismos de génesis y desarrollo de estos dan lugar a un medio muy discontinuo y heterogéneo, no sólo en su estructura espacial, sino también en el funcionamiento temporal (Mangin, 1975; Labat et al., 2000). La información que se obtiene con este tipo de ensayos es local, a menudo de una parte desconectada de la red principal de conductos y puede no ser representativa de la organización y el funcionamiento del acuífero kárstico (Ford y Williams, 1989; Jeannin y Sauter 1998; Smart 1999; Worthington 1999). Además, el acceso directo al interior del sistema hidrodinámico activo no es siempre posible y, en la mayoría de los casos, queda restringido a los elementos estructurales más desarrollados de la zona no saturada que sólo aportan información parcial (Liñán, 2005).

La investigación hidrogeológica actual considera los macizos kársticos compartimentados en sistemas, en los que el flujo subterráneo se organiza para constituir una unidad de drenaje (Mangin, 1974). Según este concepto, en un sistema existe una relación causa-efecto entre la entrada (precipitaciones, temperatura ambiente,...) y la salida (caudal, química, temperatura,...). Por todo esto, varios autores comenzaron a trabajar de acuerdo a esta interpretación sistémica usando técnicas de análisis e identificación derivadas de la Ingeniería de Sistemas. Muchas de estas técnicas trabajan sobre series temporales de las entradas y salidas del sistema kárstico sin utilizar conocimiento sobre cómo es el sistema internamente. Estas técnicas se denominan genéricamente de “caja negra”. Existen una serie de técnicas clásicas de análisis basadas en el análisis cualitativo de los hidrogramas, en el análisis de las curvas de recesión (Mangin, 1970, 1975), en el análisis de caudales clasificados (Mangin, 1971) y el análisis correlatorio y espectral simple (Mangin 1982, 1984). Pronto se empezaron a utilizar técnicas de identificación tanto paramétricas como no paramétricas. Técnicas no paramétricas son por ejemplo el análisis correlatorio y espectral cruzado utilizado en trabajos como (Mangin y Pulido, 1983) o (Padilla y Pulido-Bosch, 1995). Técnicas paramétricas son por ejemplo la identificación de la respuesta impulsional en trabajos tales como (Labat et al, 2000), (Denic-Jukic y Jukic, 2003) o la identificación de una función de transferencia como en (Villaruel y Cuchí, 2002). Se han estudiado diversos tipos de respuestas (salida del sistema): hidrodinámicas (Drogue, 1969; Mangin, 1975; Kiraly y Morel, 1976; Pulido, 1979), hidroquímicas (Shuster y White, 1971; Miserez, 1973; Hanshaw y Back, 1979; Bakalowicz, 1979; Mudry et al., 1979; Antigüedad, 1986), isotópicas (Bakalowicz et al., 1974; Blavoux et al., 1979), hidrotérmicas (Angeli, 1976; Lacas, 1976; Andrieux, 1978) e incluso hidrobiológicas (Rouch, 1978; Moeschler et al., 1982).

Entre los años cincuenta y ochenta se realizaron los primeros estudios para conocer el funcionamiento del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor. Por ejemplo, en (Trilla y Pascual, 1974) se hace un análisis de las curva de recesión de este sistema obteniéndose diversos coeficientes de agotamiento y ecuaciones de descarga. Más tarde, entre mayo de 1992 y enero de 1993, se midieron datos de caudal, conductividad eléctrica, ion sodio y cloruro, temperatura del agua y precipitación (Cuchí et al., 2002). La frecuencia diaria de esta medición sólo permite indicar que el caudal responde a las precipitaciones en menos de 24 horas, pero observaciones directas del manantial indicaban un tiempo de respuesta entre 7 y 9 horas. A

pesar de los cambios de caudal, en un orden de magnitud, los rangos de conductividad eléctrica, sodio y cloruro medios eran muy estrechos, al igual que para la temperatura media del agua que además coincidía con la media de la temperatura ambiente. Estos datos sugerían una clara inercia en la calidad de las aguas y parecen indicar la existencia de un sistema de amortiguación del efecto de la lluvia por mezcla, con aportes subterráneos de alguna importancia.

Con el objetivo de estudiar con detalle la respuesta del manantial a las precipitaciones se instaló en el año 2000 una estación hidrológica en el manantial de Fuenmayor que mide con frecuencia horaria los datos de caudal, conductividad, temperatura del agua, temperatura ambiente, y precipitación. En el año 2002 se publicaron los datos correspondientes a la evaluación temporal de estos parámetros, entre septiembre de 2000 a diciembre de 2000 (Villarroel et al., 2002). En este trabajo, se mostró la influencia del suelo y del epikarst, así como de la evapotranspiración. Se puso de manifiesto que la conductividad eléctrica se mantiene constante durante el estiaje pero disminuye temporalmente en los episodios de lluvia para recuperarse en pocos días. La principal aportación fue la obtención, mediante identificación paramétrica, de una función de transferencia (lluvia-caudal) de segundo orden con un retraso puro de 7 horas.

En el año 2004 se publicó un nuevo estudio sobre la respuesta del manantial kárstico de Fuenmayor a la lluvia y a la temperatura atmosférica, para un periodo mucho más largo, entre mayo de 2002 a abril de 2003 (Villarroel et al., 2004). En este artículo se evalúa más detalladamente el comportamiento de la conductividad eléctrica del manantial frente a las precipitaciones, observando que, en episodios concretos, parece sugerirse una aportación rápida de agua reciente seguida de una aportación de agua de mayor antigüedad, almacenada a cierta profundidad por debajo del nivel del manantial. Por otro lado, al estudiar el comportamiento de la temperatura del agua ante los episodios de lluvia, se comprueba que la temperatura no varía de forma perceptible después de las lluvias, salvo en casos de grandes avenidas, y además, como se observaba en estudios anteriores, la evolución temporal de la temperatura ambiente y del agua del manantial son simultáneas. Esto sugiere un flujo cercano a la superficie del agua subterránea. Además, se estudia el manantial según la clasificación de Mangin (1984), con un efecto memoria de 10 días que lo clasifica como tipo “Baget”, y se aplica la función de correlación cruzada entre lluvia-caudal, cuyo resultado llega a la misma clasificación. Estas metodologías ponen de manifiesto una karstificación elevada.

En mayo de 2005, durante una importante sequía, se realizó un ensayo de bombeo en un sondeo (2911-7-0012) próximo al manantial de Fuenmayor (Cuchí et al., 2006), con un caudal constante de 80 l/s y de 25 días de duración. A las pocas horas de comenzar el ensayo, un manantial próximo (Dos Caños) se vio afectado y quedó prácticamente seco a los dos días. Al suponerse que el manantial de Fuenmayor está alimentado por otro acuífero se esperaba que este no se viera afectado. Sin embargo, desde el primer día la estación automática de Fuenmayor registró un descenso lineal de caudal y el 13 de junio de 2005 el manantial quedó prácticamente seco, recuperándose a los pocos meses. Esto implica que el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor, ante casos extremos, parece estar conectado con otro acuífero cuya resistencia hidráulica debe ser relativamente pequeña (Cuchí et al., 2006).

A partir de los datos, metodologías aplicadas, resultados y conclusiones recopilados sobre el funcionamiento del acuífero de Fuenmayor, en esta tesis doctoral se ha querido ampliar su conocimiento. Para esto, se han utilizado diferentes metodologías centradas principalmente en la

respuesta hidrodinámica, hidroquímica e isotópica del manantial, contando además con unas series temporales mucho más largas que las de estudios previos (2002-2005 y 2009-2011). Se ha realizado un análisis del hidrograma del manantial para los dos periodos y se han analizado las curvas de recesión mediante el método propuesto por Mangin (1970, 1975). Además, se ha estudiado principalmente la evolución de la temperatura del agua y la conductividad eléctrica como respuesta a las precipitaciones y las variaciones de la composición química e isotópica del agua, tanto a nivel quincenal como horario. Aunque algunas de estas metodologías ya habían sido aplicadas anteriormente, el hecho de que las series de datos sean mucho más largas ha permitido la validación de ciertas conclusiones. El aporte principal en este trabajo ha sido analizar la respuesta de la composición química e isotópica del agua del manantial frente a las precipitaciones a nivel quincenal, pero fundamentalmente a nivel horario siguiendo la dinámica rápida kárstica del acuífero. Un período de muestreo mayor lleva a la pérdida de información sobre la dinámica de las crecidas.

6.2 HIDRODINÁMICA

Para llegar a conocer el funcionamiento del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor por medio de la respuesta hidrodinámica, se ha analizado las series de caudales y precipitaciones medidos a nivel horario en la estación de muestreo de Fuenmayor. Esta serie comprende el periodo de datos recopilados entre abril de 2002 a marzo de 2005 y entre junio de 2009 a abril de 2012. Dentro del marco de la presente tesis doctoral se obtuvieron los datos correspondientes al segundo intervalo temporal poniendo en marcha de nuevo la estación de muestreo (había dejado de funcionar en marzo de 2005) y realizando su mantenimiento. En la figura 6.1 se representan gráficamente los caudales horarios de la surgencia de Fuenmayor y las precipitaciones en el periodo estudiado.

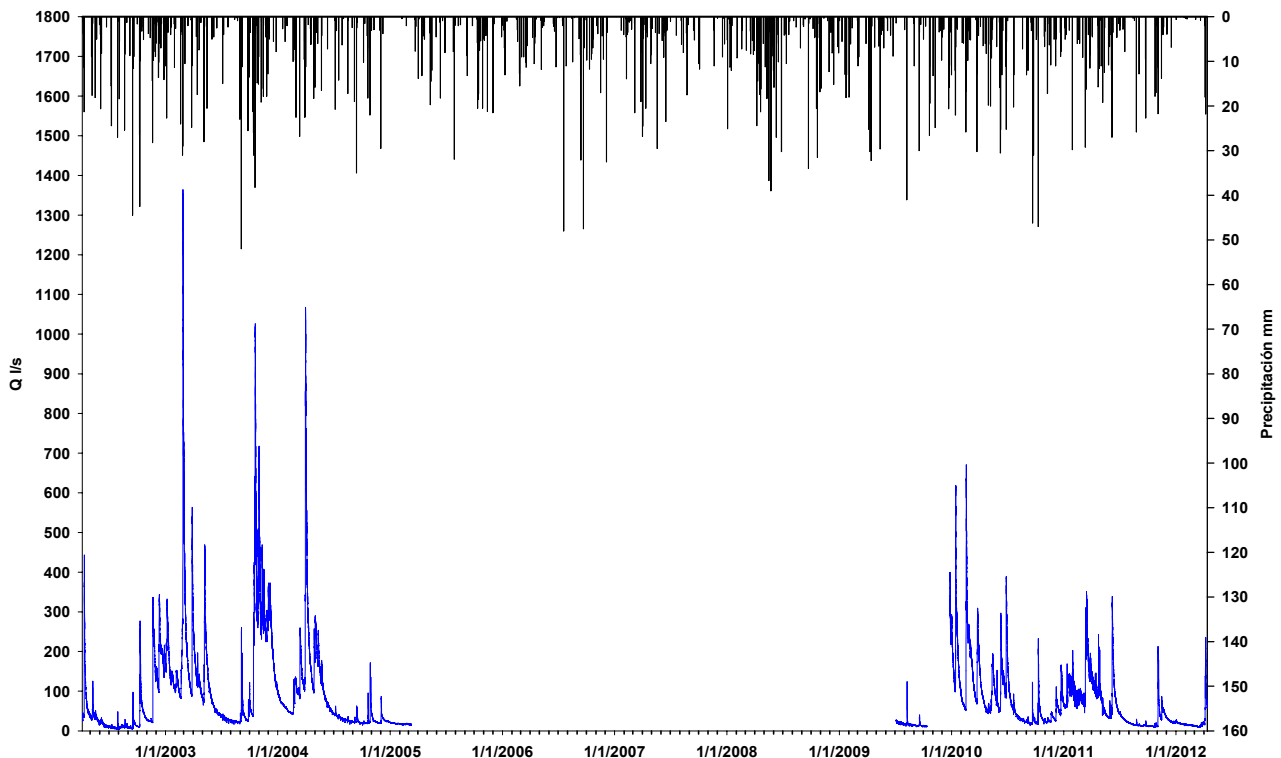


Figura 6.1: Hidrograma del manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2012. Precipitaciones registradas en la estación de San Julián de Banzo.

6.2.1 ANÁLISIS DEL HIDROGRAMA DEL MANANTIAL DE FUENMAYOR

El análisis de los hidrogramas anuales del manantial de Fuenmayor (Figuras 6.2 y 6.3) muestra rápidos incrementos de caudal en relación con las precipitaciones registradas durante el periodo de investigación (Tabla 6.1). Las respuestas son rápidas y de forma puntiaguda, y existen diferencias importantes de caudal entre el final del agotamiento y la punta de la crecida. La observación y estudio de este manantial desde antiguo y el registro a nivel horario del caudal desde el año 2002, evidencian que entre las 7 y 9 horas después del inicio de las precipitaciones el caudal aumenta bruscamente (Trilla et al., 1974; Villarroel et al., 2002).

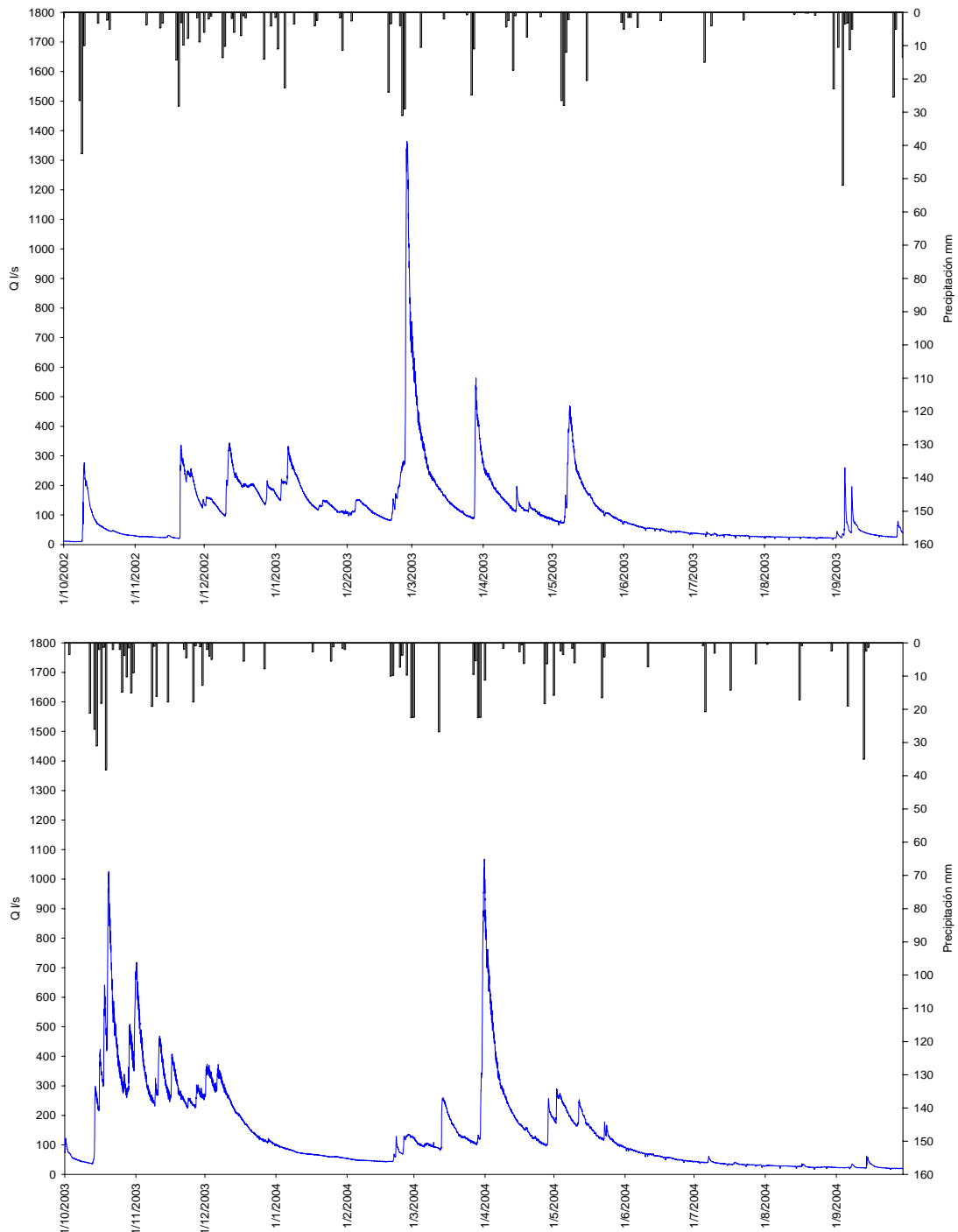


Figura 6.2: Hidrogramas anuales a nivel horario del manantial de Fuenmayor para los años hidrológicos 2002-2003 y 2003-2004. Precipitaciones registradas en la estación de San Julián de Banzo.

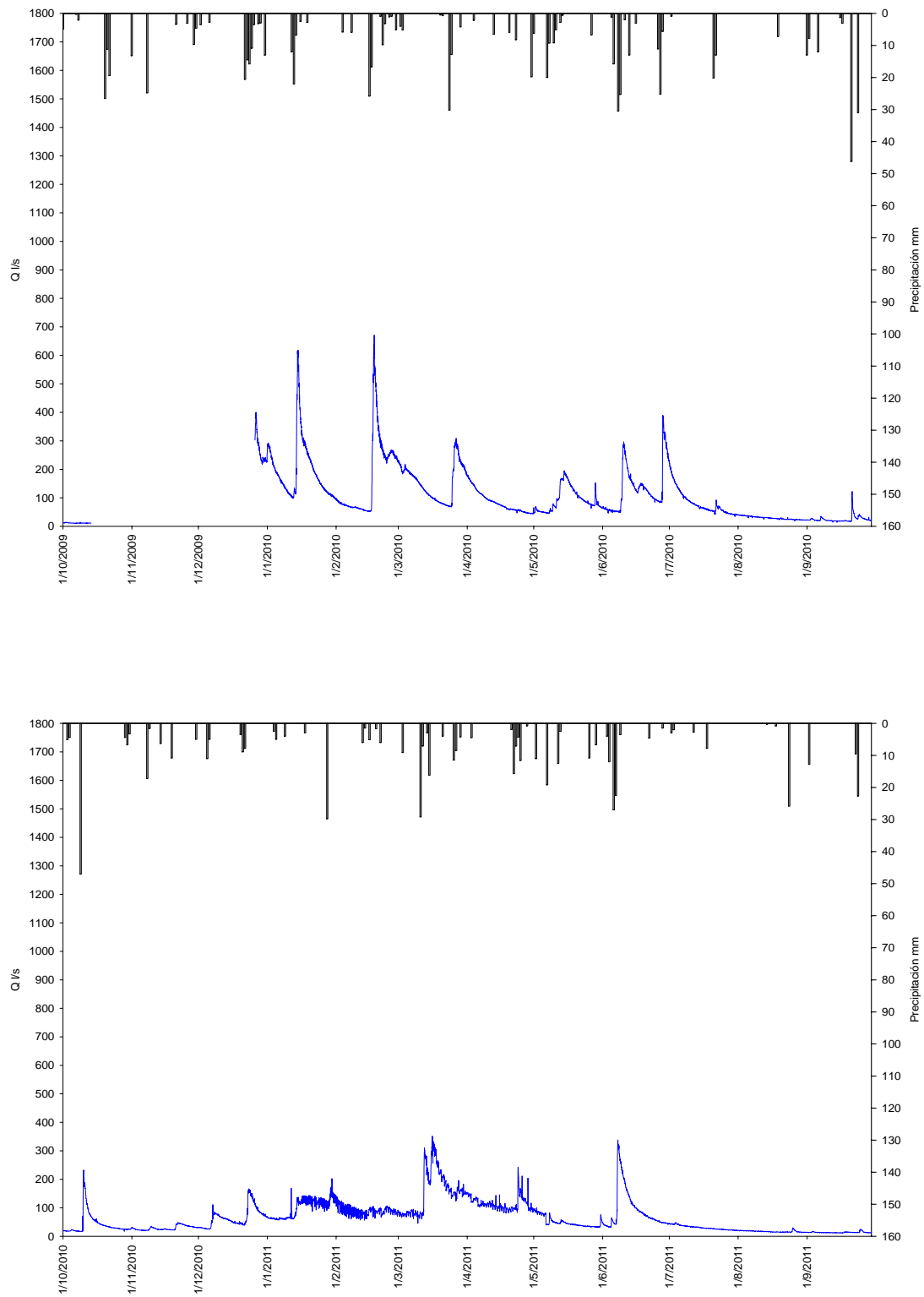


Figura 6.3: Hidrogramas anuales a nivel horario del manantial de Fuenmayor para los años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011. Precipitaciones registradas en la estación de San Julián de Banzo. A mediados del año 2010-2011 se registró un problema en el sensor del vertedero que únicamente supuso un aumento del ruido en las medidas.

Tabla 6.1: Crecidas registradas en el manantial de Fuenmayor para los años hidrológicos 2002-2003, 2003-2004, 2009-2010 y 2010-2011.

AÑO HIDROLÓGICO	MES	FECHA	PRECIPITACION REGISTRADA (mm)	CAUDAL PUNTA (l/s)	INCREMENTO DE CAUDAL (l/s)
2002-2003	OCTUBRE	08/10/02-10/10/02	42,5	221,8	211,2
	FEBRERO	25/02/03-27/02/03	60	1163	888,3
	MAYO	05/05/03-08/05/03	54,5	424,9	351,1
	SEPTIEMBRE	03/09/03-05/09/03	52	112,8	84,6
2003-2004	OCTUBRE	12/10/03-19/10/03	137,8	897,2	846,61
	MARZO	27/03/04-30/03/04	59,8	939,7	814,5
	SEPTIEMBRE	13/09/04-14/09/04	35	45,6	23,6
2009-2010	FEBRERO	16/02/10-18/02/10	42,5	554	499,1
	JUNIO	26/06/10-28/06/10	36,3	343,1	245,9
	SEPTIEMBRE	21/09/10-22/09/10	46,2	71,6	54,1
2010-2011	OCTUBRE	09/10/10-10/10/10	47	178,5	158,8
	MARZO	11/03/11-16/03/11	55,5	313,8	238,9
	JUNIO	06/06/11-08/06/11	49,5	294	250
	SEPTIEMBRE	23/09/11-25/09/11	32,2	22,25	5,7

El estudio de los cuatro años hidrológicos (Figuras 6.2 y 6.3) ha servido para mejorar el conocimiento de la dinámica de este acuífero y completar el análisis del hidrograma realizado por Villarroel et al., (2002). Por lo general, a lo largo de un año hidrológico se observa que desde el comienzo del verano (estiaje) y hasta el principio del otoño, el acuífero presenta un caudal mínimo que, a pesar de estar en fase descendente, no ha llegado a agotarse nunca. Durante este periodo de estiaje el manantial no responde a las lluvias ocurridas y si lo hace es con caudales poco importantes. Según Villarroel et al. (2002), la precipitación de este periodo se almacena en el suelo y epikarst y debe ser consumida, al menos parcialmente, por la vegetación. A partir de las primeras lluvias de otoño (septiembre-octubre), el caudal comienza a aumentar aunque con respuestas modestas a las precipitaciones (Tabla 6.1). Al continuar las lluvias durante el otoño, el acuífero se pone de nuevo en funcionamiento, posiblemente al recuperar las reservas de agua en el suelo y el epikarst (Villarroel et al., 2002), hasta el final de la primavera. Los máximos picos de caudal en respuesta a las precipitaciones se dan principalmente en febrero y marzo (a excepción del periodo 2003-2004, que se observa también en octubre), seguidas por las precipitaciones de mayo y junio (Tabla 6.1). Es importante destacar que durante el año hidrológico 2003-2004 se produjo un periodo sin lluvia en invierno que dio lugar a un descenso importante de caudales hasta llegar casi a un caudal base mínimo como en los periodos de estiaje de verano. A partir del análisis de los hidrogramas es posible establecer que, tanto el estado hidrodinámico del acuífero (aguas altas o bajas), como los valores de precipitación y su distribución temporal, son factores que controlan la aparición de uno u otro tipo de respuesta (Jiménez, 2010).

Se han calculado los principales estadísticos (máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar) de los datos de caudal registrados para cada año hidrológico (Tabla 6.2) y el caudal promedio de los cuatro años hidrológicos (107 l/s). Es reseñable que existe una diferencia importante entre los caudales máximos, promedios y medianos registrados durante el primer periodo (2002-2005) en comparación con el segundo (2009-2011). No ocurre así con los caudales mínimos. A pesar de estas diferencias, relacionadas posiblemente con una serie importante de años secos entre un periodo y otro, y con un ligero aumento de la temperatura (apartados 4.3.3.1 y 4.3.3.2), no se aprecian cambios en la dinámica del acuífero.

Tabla 6.2: Datos estadísticos para cada año hidrológico de estudio y la relación de caudales máximos y mínimos del manantial de Fuenmayor. Promedio de los cuatro años.

ANO	Q Máximo	Q Mínimo	Q Promedio	Q Mediana	Q Desv. Est.	Qmax/Qmin	P mm
2002-2003	1364	9	116	91	123	150	763
2003-2004	1068	17	140	86	145	65	730
2009-2010	671	9	106	76	91	71	784
2010-2011	352	11	66	47	55	31	577
PROMEDIO	863	12	107	75	104	79	714

Finalmente, se ha calculado la relación entre la media de los caudales máximos y la media de los caudales mínimos para todo el periodo estudiado (Tabla 6.2). De esta forma ha sido posible comparar el comportamiento hidrodinámico de este sistema con el de otros acuíferos kársticos. La relación entre el Q_{\max}/Q_{\min} ha variado entre los años hidrológicos del periodo de estudio. Comparando el valor promedio (79) obtenido para este manantial con el de los manantiales estudiados por Jiménez (2010), se concluye que este valor coincide con algunos de estos sistemas carbonatados (Sistema de Ojén y de las Nieves-Río Genal) y con sus características hidrodinámicas. Estos sistemas presentan unos aumentos de caudal muy rápidos en relación a los periodos lluviosos y, en la mayoría de los casos, proporcionales a la magnitud e intensidad de estos. Las diferencias de caudal entre el final del agotamiento y la punta de la crecida suelen ser importantes. Además, durante el inicio del año hidrológico las infiltraciones de las primeras lluvias otoñales no sólo saturan el suelo, epikarst y zona no saturada, sino que recargan además el volumen de agua drenado durante el agotamiento (Jiménez, 2010).

6.2.2 ANÁLISIS DE LA CURVA DE RECESIÓN

El hidrograma de manantiales que drenan acuíferos kársticos ofrece la posibilidad de estimar la importancia relativa del drenaje y almacenamiento del acuífero (Jiménez, 2010). El método propuesto por Mangin (1970, 1975) ha sido uno de los más utilizados (Cruz San Julián et al., 1986; Antigüedad, 1986; Padilla, 1990; Morales, 1991; Llanos, 1992; Grasso y Jeannin, 1994; Andreo et al., 1992; Andreo, 1997; Cardoso da Silva, 1997; Ramoneda et al., 1999; Mugerza, 2001; Carrasco et al., 2001; Jiménez et al., 2001, 2002 y 2003; Liñán, 2003; Moral, 2005; Jiménez, 2010) porque fue desarrollado específicamente para acuíferos kársticos. Este método se basa en la descomposición de la curva de recesión (parte decreciente del hidrograma comprendida entre la punta de la crecida hasta el comienzo de la siguiente crecida) en dos partes: decrecida y agotamiento (Figura 6.4). La forma de la curva de recesión depende de la manera en que se produce la infiltración, directamente relacionado con el tipo (lluvia, nieve,...), cantidad e intensidad de los diferentes eventos pluviométricos, así como las condiciones hidrodinámicas en las que se encuentra tanto la zona saturada como no saturada que, a su vez, dependen del estado hidrodinámico previo del acuífero (Jiménez, 2010). Las dos partes de la curva de recesión sirven para identificar y distinguir dos subsistemas dentro del sistema kárstico: el subsistema infiltración correspondiente al drenaje de la zona no saturada y de la zona saturada durante la decrecida, y el subsistema saturado, correspondiente al drenaje de la zona saturada en régimen no influenciado durante el agotamiento. Este análisis, que nunca había sido aplicado al manantial de Fuenmayor, va a permitir su clasificación y comparación con otros acuíferos kársticos.

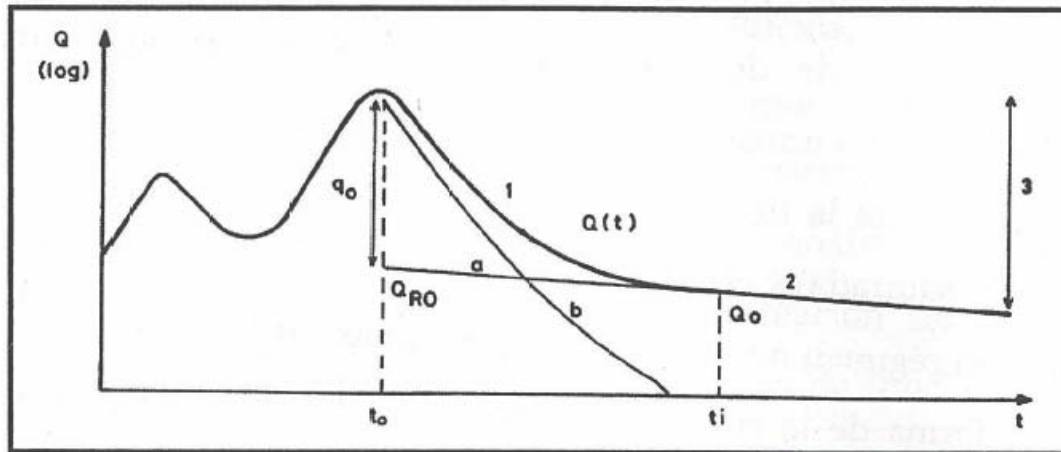


Figura 6.4: Descomposición de la curva de recesión (Mangin, 1970,1975). 1-Decrecida, 2-Agotamiento, 3-Curva de recesión, a- $\phi(t)$, b- $\psi(t)$

La curva de recesión puede expresarse mediante la siguiente expresión (Mangin, 1970, 1975):

$$Q(t) = \psi(t) + \phi(t) = q_0 \frac{(1 - \eta t)}{(1 + \varepsilon t)} + Q_{RO} e^{-\alpha t}$$

La función $\psi(t)$ (desde $t_0 = 0$ hasta $t_i =$ duración de la decrecida) (Figura 6.4) modela el efecto de la infiltración en el manantial, modulada por su transferencia a través de la zona no saturada, además de considerar el comportamiento de la zona saturada durante la decrecida (Liñán, 2005). El parámetro η es el coeficiente de velocidad de infiltración y se calcula a partir de la expresión $\eta = 1/t_i$ (días⁻¹). El parámetro ε es el coeficiente de heterogeneidad, que caracteriza la forma en que disminuyen los caudales durante la decrecida. Se calcula a partir de la expresión $\varepsilon = (1/t) - 2\eta$, considerando t el tiempo que debe transcurrir para que $q = q_0/2$, siendo q_0 el caudal aportado por la zona no saturada en la punta de la crecida (Figura 6.4).

La función $\phi(t)$, se refiere fundamentalmente a la descarga de la zona saturada del acuífero kárstico, sin lluvias, durante el agotamiento. Esta expresión matemática, definida por Maillet (1905), establece que durante el agotamiento se produce una relación exponencial entre el caudal de salida y la carga hidráulica. Donde α es el denominado coeficiente de agotamiento. Su cálculo puede realizarse mediante un gráfico semilogarítmico donde la curva de agotamiento aparece como una recta cuya pendiente es este coeficiente. Q_{RO} es el caudal correspondiente al inicio del agotamiento. A partir de estos datos es posible calcular además el volumen dinámico $Vd = Q_{RO}/\alpha$, que representa el volumen de agua almacenado en la zona saturada al inicio del agotamiento.

Mangin (1975) propuso utilizar dos parámetros (i y k), como criterios de clasificación y comparación de sistemas kársticos. El parámetro i es el valor de $\psi(t)/q_0$ para $t = 2$ días y caracteriza la decrecida. Los sistemas con valores de i comprendidos entre 0,5 y 1 son complejos y de grandes dimensiones; si $0,25 < i < 0,5$, el sistema sufre retrasos en los aportes y si i

$< 0,25$, la red de drenaje está muy desarrollada. El parámetro k es el cociente entre el volumen dinámico (V_d) y el volumen en tránsito ($V_t =$ volumen emitido en un ciclo anual). Dicho parámetro está relacionado con el poder regulador del sistema y la importancia de la zona saturada, así pues, cuanto mayor es k , mayor es el poder regulador del sistema. Para Mangin (1975), si $k < 0,5$ el sistema es de tipo kárstico, si $k < 0,1$ el poder regulador es escaso y si $0,5 < k < 1$ el sistema es de tipo poroso.

A partir del valor de los parámetros i y k , Mangin (1975) estableció una clasificación con 5 dominios (Figura 6.5). El dominio I corresponde a acuíferos muy karstificados, sobre todo en la zona saturada, con una red kárstica muy bien desarrollada. El dominio II es similar al dominio I aunque con un mayor poder de regulación debido a la existencia de una zona saturada importante. En el dominio III la karstificación es mayor en el subsistema infiltración con retardos en la alimentación debido, por ejemplo, a la presencia de materiales no karstificados. El dominio IV engloba los sistemas complejos, mientras que el dominio V es característico de los sistemas poco o nada karstificados.

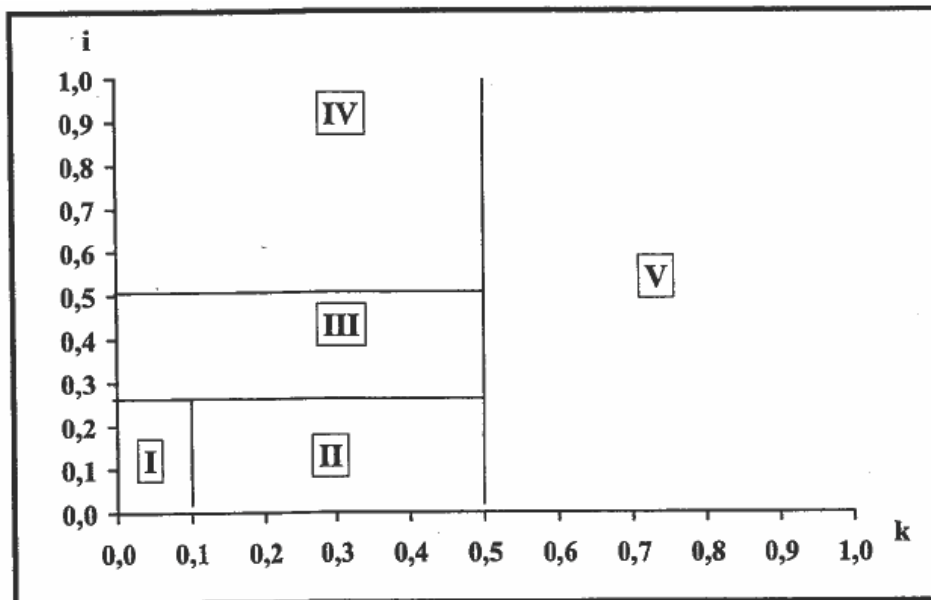


Figura 6.5: Gráfico i - k propuesto por Mangin (1970,1975) para clasificar los sistemas kársticos

Para el estudio del manantial de Fuenmayor se han seleccionado 3 curvas de recesión para el periodo 2002-2005 y otras 3 curvas de recesión para el periodo 2009-2011. En la figura 6.6 y 6.7 se muestran las curvas seleccionadas y en la tabla 6.3 se muestran los datos relativos a las mismas y los resultados obtenidos. Todas ellas se ven poco o nada afectadas por precipitaciones durante un largo periodo y coinciden principalmente con el estiaje.

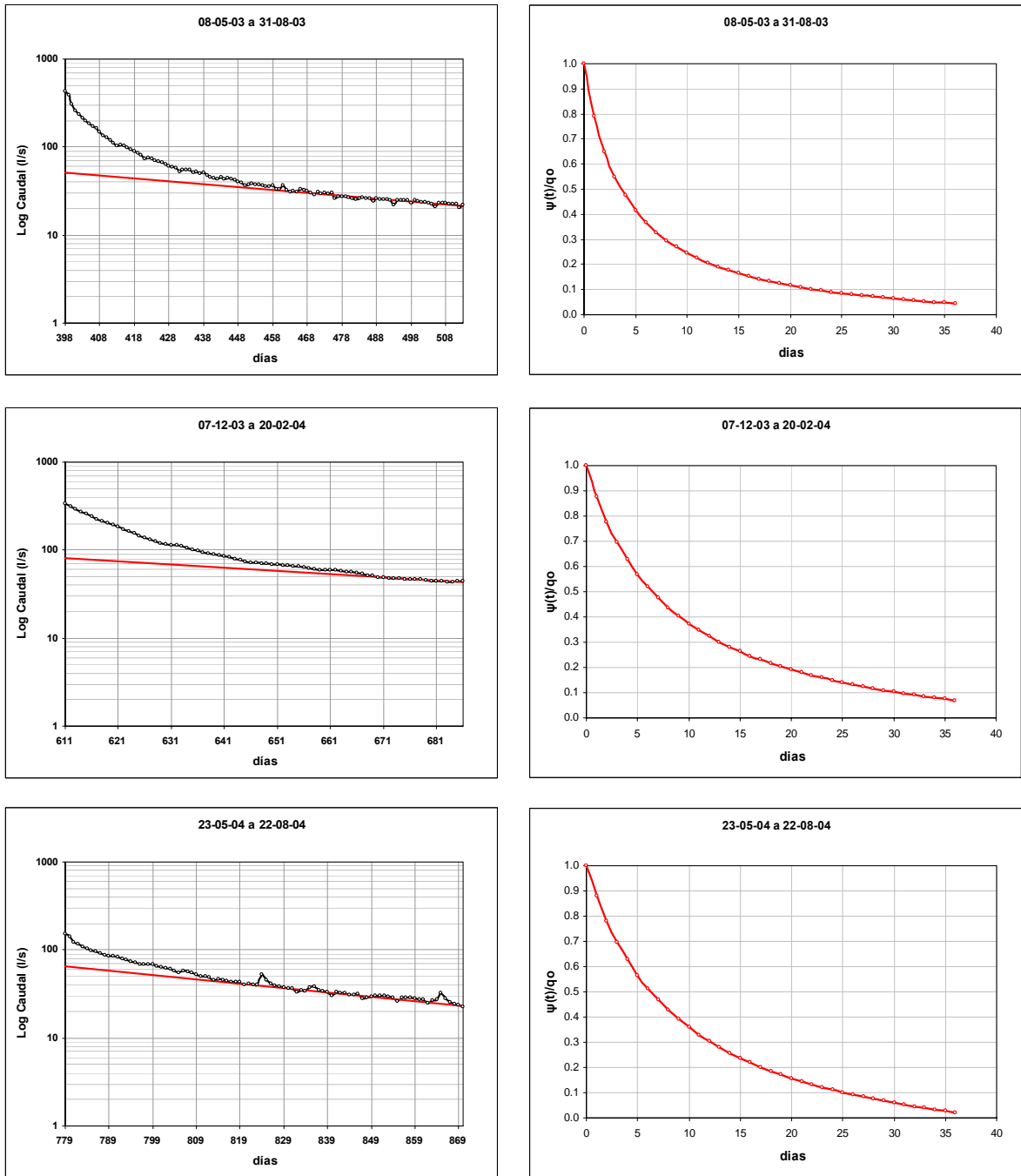


Figura 6.6: Curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuenmayor y gráficos de la función $\psi(t)/q_0$ para el periodo comprendido entre 2002 y 2005.

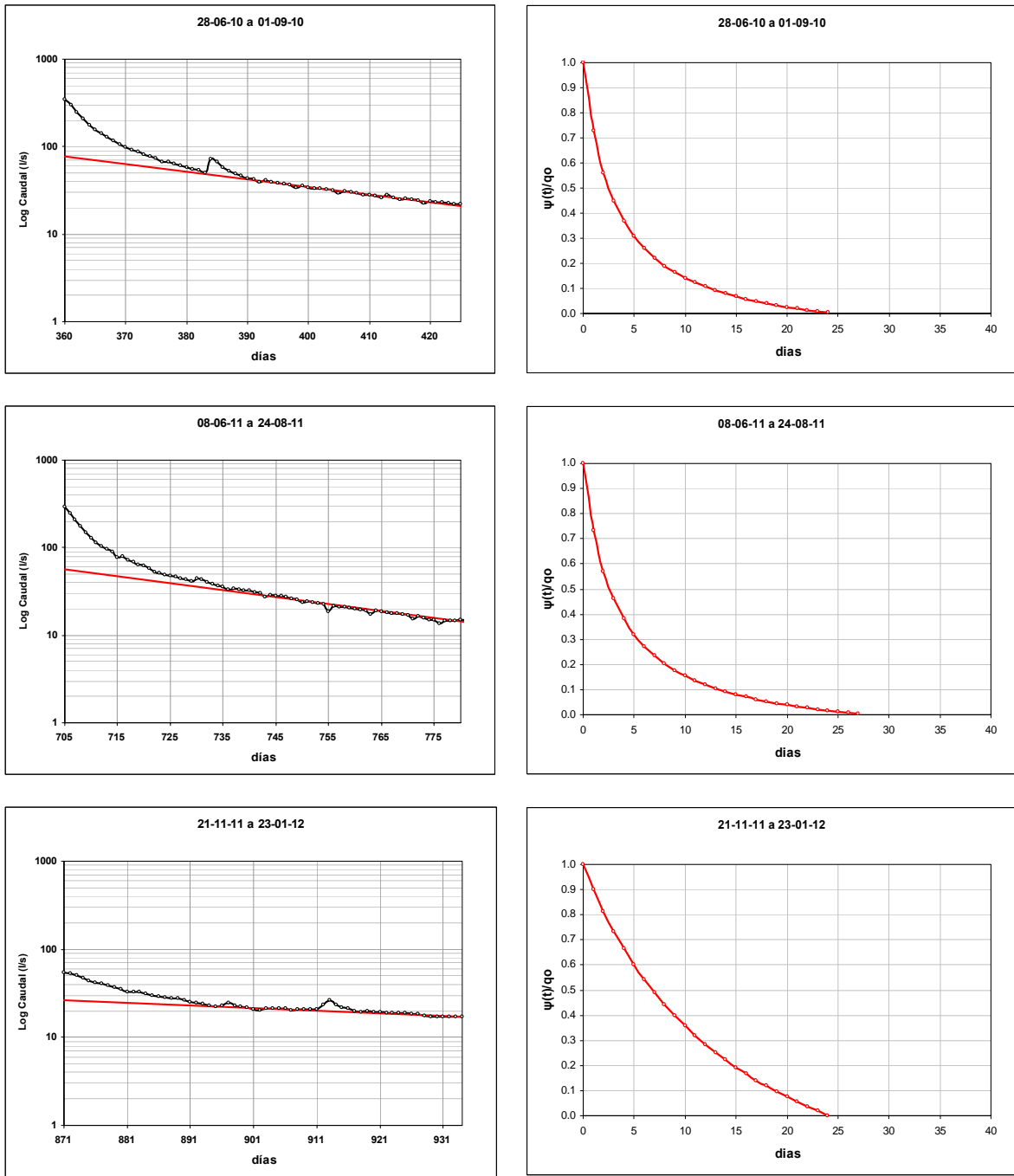


Figura 6.7: Curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuenmayor y gráficos de la función $\psi(t)/q_0$ para el periodo comprendido entre 2009 y 2011.

Tabla 6.3: Resultados y parámetros obtenidos a partir del análisis de todas las curvas de recesión correspondientes al periodo 2002-2005 y 2009-2011. (t_i = duración de la decrecida; η = coeficiente de velocidad de infiltración; ε = coeficiente de heterogeneidad; t_f = duración del agotamiento; α = coeficiente de agotamiento; Vd = Volumen dinámico); i y k parámetros de Mangin (1970, 1975)

Evento	Fecha crecida	Fecha fin	P (mm)	Q punta (L/s)	t_i (días)	η (día ⁻¹)	ξ (día ⁻¹)	i	t_f (días)	α (día ⁻¹)	Vd (m ³)	k
1	08-05-03	31-08-03	69,7	425	64	0,016	0,244	0,651	52	0,007	591,513	0,124
2	07-12-03	20-02-04	63,3	337	57	0,017	0,121	0,777	20	0,008	826,895	0,185
3	23-05-04	22-08-04	61,2	150	40	0,025	0,109	0,78	53	0,011	489,962	0,191
4	28-06-10	01-09-10	33,4	343	23	0,040	0,321	0,560	44	0,020	334,639	0,126
5	08-06-11	24-08-11	13,5	294	39	0,036	0,312	0,571	40	0,018	268,287	0,145
6	21-11-11	23-01-12	11,7	54	24	0,041	0,064	0,813	41	0,006	333,562	0,107
Media			42,13	267	41	0,029	0,195	0,692	42	0,012	474,143	0,146

En un primer análisis de la decrecida se observa que la duración media (t_i) es de 41 días, pero este dato ha variado de un periodo a otro siendo mucho menores para las decrecidas analizadas en el 2009-2011 (Tabla 6.3). Los valores indican que la velocidad de infiltración es muy rápida, probablemente debido a un importante grado de karstificación en la zona no saturada. El coeficiente de heterogeneidad (ε) muestran en general una clara concavidad de la curva de decrecimiento. El parámetro i para cada una de las curvas analizadas da valores por encima de 0,50. El valor medio de i de las seis curvas de recesión analizadas es de 0,69. Según el criterio de Mangin (1975), este valor indica que se trata de un sistema complejo y de grandes dimensiones.

La duración del agotamiento varía entre 20 y 53 días. El coeficiente de agotamiento (α) indica un agotamiento relativamente rápido, lo que podría indicar una moderada karstificación en la zona saturada (Jiménez, 2010). El valor del parámetro k presenta un valor medio de $k = 0,15$. Según Mangin (1975) este valor corresponde a un sistema de tipo kárstico. Es decir el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor presenta un importante grado de karstificación y ligero poder regulador.

La representación de los parámetros k e i en el gráfico de Mangin (1975) obtenidos de las curvas de recesión analizadas durante los dos periodos de estudio se encuentran dentro del dominio IV, característico de un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. Sin embargo, la superficie de este acuífero es de unos 10 km², por lo que sus dimensiones no son muy grandes. El alto valor de i puede explicarse mediante la existencia de una zona importante de fisuración perteneciente a la infiltración lenta y al almacenamiento que controla la decrecida haciéndola algo más lenta. Otra característica a tener en cuenta, en relación con el parámetro i, es que la descarga en el manantial de Fuenmayor no es libre presentando una resistencia hidráulica todavía sin cuantificar.

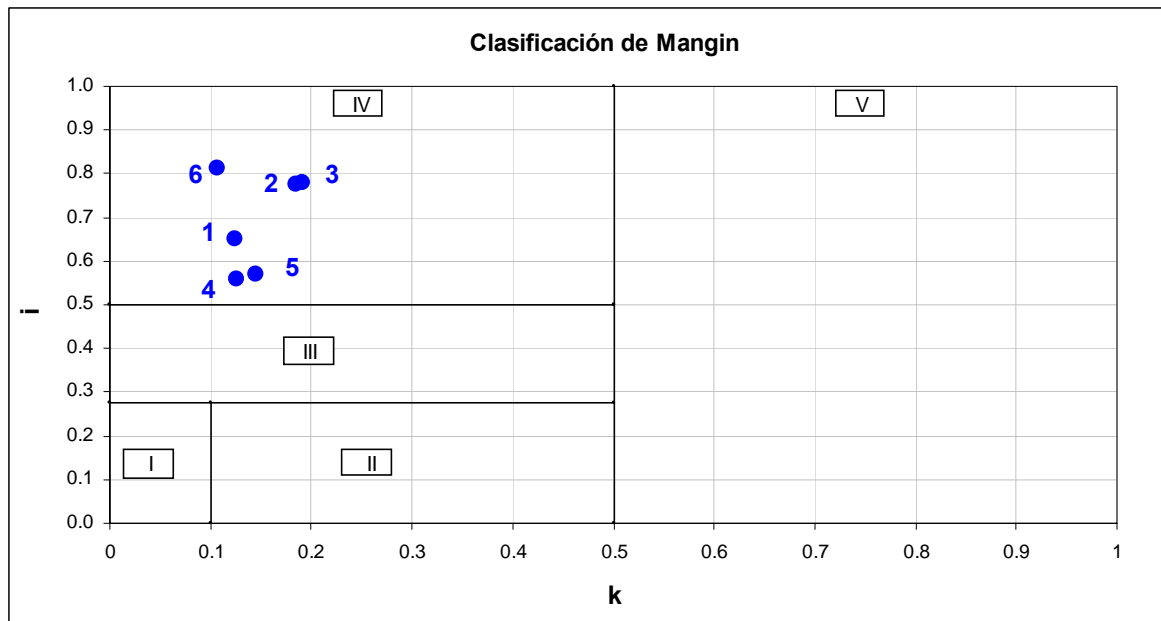


Figura 6.8: Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos, en el que se han representado los puntos correspondientes a las curvas de recesión analizadas en el manantial de Fuenmayor (2002-2005 y 2009-2011).

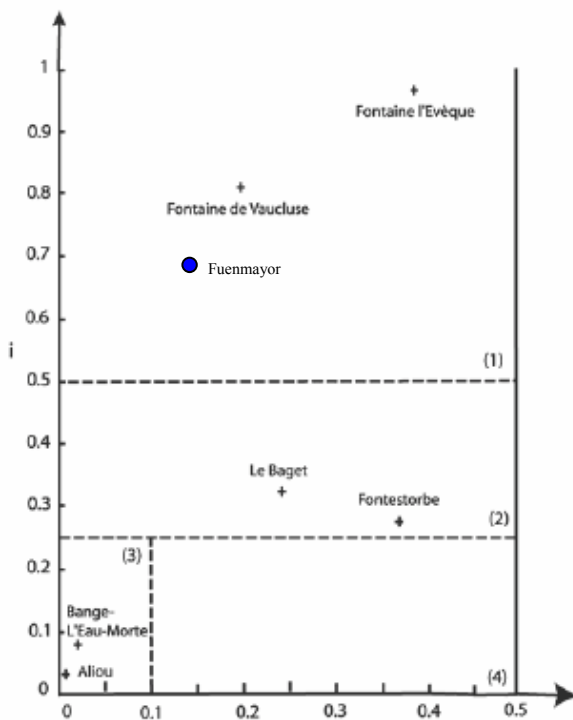


Figura 6.9: Gráfico i-k con la clasificación de diferentes acuíferos kársticos estudiados por Mangin (1982) (Modificado por Mathevet et al., 2004).

Villarreal et al. (2004), para el periodo de mayo 2002 a abril 2003, aplicaron el análisis correlatorio y espectral simple al manantial de Fuenmayor. Atendiendo al efecto memoria obtenido de 10 días, Fuenmayor fue clasificado como del tipo Baget (Mangin, 1984) que pone de manifiesto una karstificación elevada. De acuerdo con el gráfico de la figura 6.9, el manantial de “Le Baget” presenta un valor de k similar al que presenta Fuenmayor. Este hecho valida la clasificación con respecto a k. La no coincidencia del valor de i se debe a que la clasificación con respecto al efecto memoria atiende fundamentalmente al agotamiento del manantial.

Por otro lado, estos mismos autores, utilizaron técnicas de identificación de sistemas y como resultado obtuvieron una función de transferencia de segundo orden con 7 horas de retraso puro (Chinarro et al., 2012). El polo lento de esta función de transferencia, que se corresponde

con el coeficiente de agotamiento del análisis de la curva de recesión, es en discreto $z = 0,9994$ que convertida a continuo se obtiene $s = -0,6 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1} = 0,014 \text{ d}^{-1}$. El valor promedio del coeficiente de agotamiento obtenido para Fuenmayor ($\alpha = 0,012 \text{ d}^{-1}$) es similar al valor del polo lento de la citada función de transferencia validando, por lo tanto, este parámetro de comportamiento.

6.3. DINÁMICA DE LOS PARÁMETROS FÍSICOS

Durante el periodo de esta investigación (2002-2005 y 2009-2011) se han medido, con periodicidad horaria, la conductividad eléctrica, la temperatura del agua y la temperatura ambiente en la estación automática del manantial de Fuenmayor. Esta sección se dedica a analizar la dinámica de estas variables durante los periodos reseñados.

6.3.1 HIDROTERMIA

El estudio de la evolución de la temperatura del agua de un manantial es interesante para conocer el funcionamiento del acuífero que drena (Andrieux, 1976, 1978; Müller et al., 1982; Burguer, 1983). En la figura 6.12 se representa la serie de datos de temperatura para el periodo 2002-2005 y 2009-2011. El valor de la temperatura media del agua drenada por el manantial de Fuenmayor es de $11,8 \text{ }^\circ\text{C}$ con un rango dinámico relativamente estrecho. Los valores de temperatura máximos ($13,8 \text{ }^\circ\text{C}$) coinciden con los periodos de verano y los valores de temperatura mínimos ($9,2 \text{ }^\circ\text{C}$) coinciden con los periodos de invierno (Tabla 6.5).

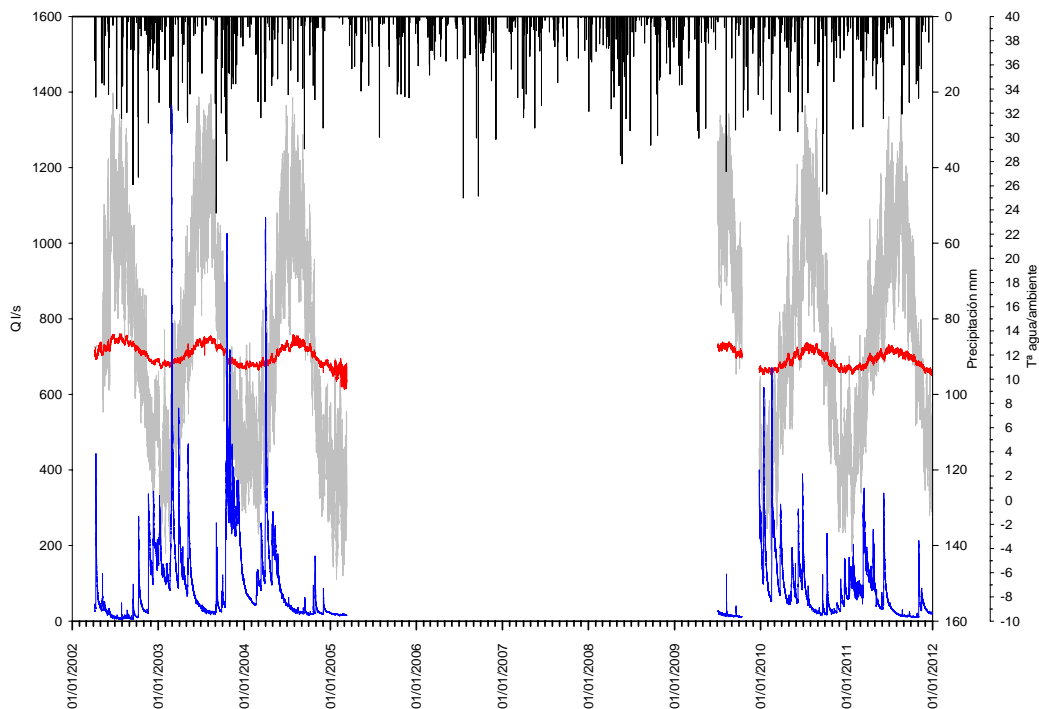


Figura 6.12: Evolución temporal de la temperatura del agua (rojo) y la temperatura ambiente (gris) para el periodo 2002-2005 y 2009-2011 para Fuenmayor.

Tabla 6.5: Temperatura máxima, mínima, promedio, mediana y desviación estándar de la temperatura del agua y la temperatura ambiente del manantial de Fuenmayor. Periodo 2002-2005 y 2009-2011.

	Tª AGUA	Tª AMBIENTE
Máximo	13,8	33,7
Mínimo	9,2	-6,6
Promedio	11,8	12,6
Mediana	11,8	12,1
desv.est.	0,7	8,5

Al observar que la temperatura del agua del manantial tiene claramente un comportamiento estacional, se comparó con los datos de temperatura ambiente para el mismo periodo. En la figura 6.12 se ha representado además la evolución simultánea de las dos temperaturas observando como las grandes variaciones de la temperatura ambiente son seguidas de forma atenuada por la temperatura del agua del manantial. Variaciones en la temperatura ambiente entre verano e invierno, de unos 40 °C, se traducen en variaciones de la temperatura del agua de unos 5 °C (Tabla 6.5). Sin embargo, la temperatura del agua también sigue los cambios de tiempo dentro de una estación y aún más, incluso de su evolución diaria, con un retraso aproximado de 3 horas, como ya observan Villarroel et al. (2004). Al correlacionar los datos de la temperatura del agua y temperatura ambiente para el periodo 2002-2005 y 2009-2011 se puede verificar una clara relación lineal entre ambas variables, con un coeficiente de correlación de 0,85 (Figura 6.13). A parte de la tendencia general y dada la buena correlación, hay que tener en cuenta que la temperatura ambiente con la que se compara no es la de la zona de recarga, sino la de la zona del manantial de Fuenmayor, situado en un barranco cerrado y sombrío.

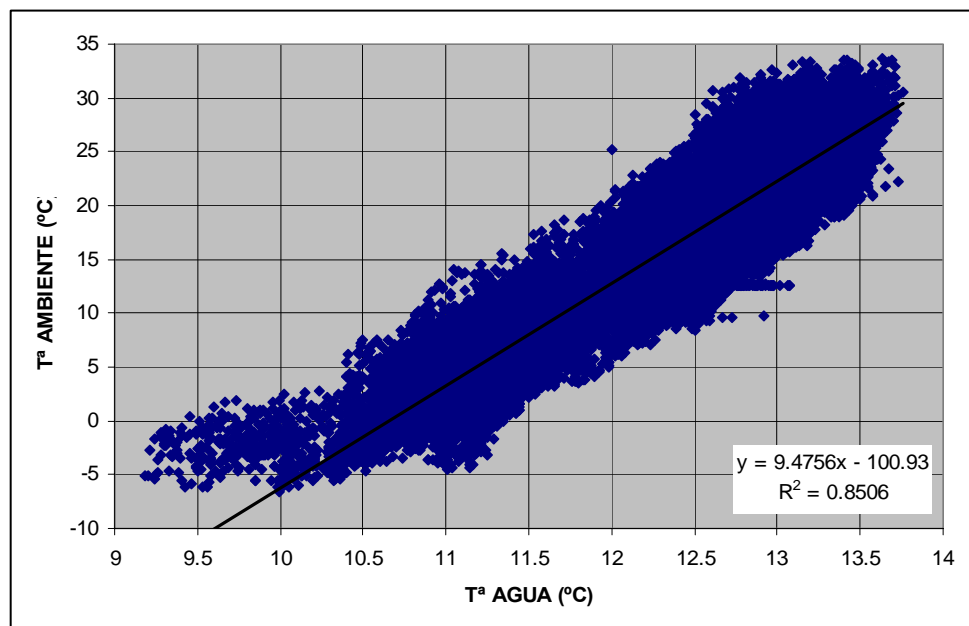


Figura 6.13: Correlación entre la temperatura del agua y ambiente para el periodo 2002-2005 y 2009-2011.

Por otro lado, al estudiar el comportamiento de la temperatura del agua frente a la respuesta del manantial a las precipitaciones, se observa que la temperatura apenas varía después de las lluvias. Solamente en alguna respuesta importante de caudal frente a las precipitaciones se ha observado un ligero descenso de la temperatura. El ejemplo más claro para todo el periodo de estudio, es el ocurrido a finales de febrero de 2003 (Figura 6.14) correspondiendo con el caudal más elevado registrado en el manantial (1364 l/s). En este episodio de fuertes lluvias se produjo un descenso de la temperatura de 0,2 °C durante dos días, recuperándose la temperatura al cabo de otros cuatro días (Villarroel et al., 2004).

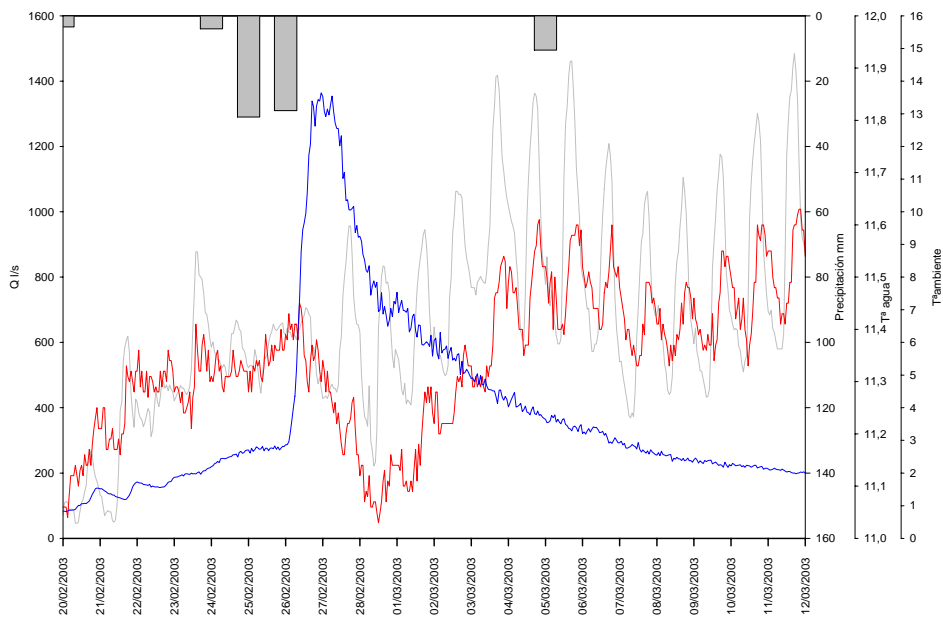


Figura 6.14: Ejemplo de la respuesta de la temperatura del agua a una precipitación importante en el manantial de Fuenmayor. Febrero de 2003.

El estudio de la evolución temporal de la temperatura para todo el periodo 2002-2005 y para la serie obtenida durante esta tesis 2009-2011, corroboran los resultados presentados por Villarroel et al (2004) para el periodo 2002-2003. Es decir, la temperatura del agua apenas se ve afectada después de las precipitaciones y depende fundamentalmente de la temperatura ambiente. Todo esto permite suponer que el agua del acuífero circula somera, a una profundidad en la que la influencia de la temperatura externa no ha desaparecido, por lo menos en su parte final.

6.3.2 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

Los datos de conductividad eléctrica registrados a nivel horario durante el periodo 2002-2005 y 2009-2011 en el manantial de Fuenmayor se muestran en la figura 6.15. La conductividad eléctrica media es de 434 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con una desviación estándar de 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Estos datos muestran, en general, una conductividad eléctrica relativamente estable, aunque con unas importantes diferencias de conductividad durante las respuestas del manantial a las precipitaciones, como muestran los valores máximo y mínimo (Tabla 6.6) y como se puede observar en la figura 6.15.

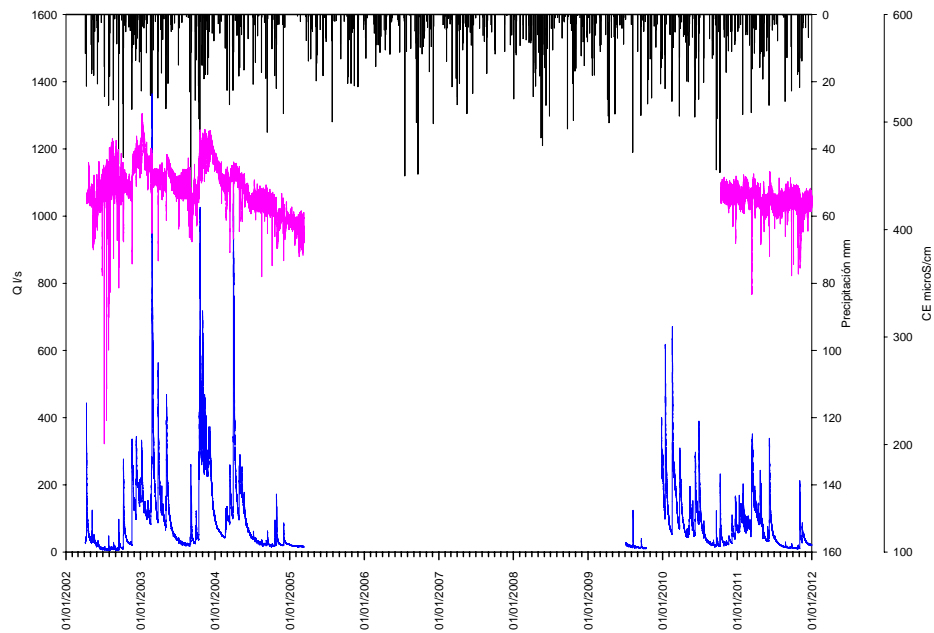


Figura 6.15: Evolución de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2011.

Tabla 6.6: Conductividad eléctrica máxima, mínima, promedio, mediana y desviación estándar del agua del manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2011.

	CE $\mu\text{S}/\text{cm}$
Máximo	508
Mínimo	288
Promedio	434
Mediana	432
desv.est.	20

Al analizar la evolución temporal de la conductividad eléctrica de los dos periodos de estudio por separado se ha podido observar que para el 2002-2005 (Figura 6.16), existe una tendencia general que consiste en un aumento progresivo de la conductividad eléctrica durante los periodos de aguas altas relacionados con una mayor concentración de precipitaciones en el tiempo. Sin embargo, durante los periodos de aguas bajas en los que comienzan a espaciarse las precipitaciones la conductividad eléctrica tiende a disminuir. Finalmente, a partir de las últimas lluvias de la primavera y durante el estiaje, la conductividad se estabiliza. En cambio, en la

nueva serie de datos registrados durante el periodo 2009-2011 (Figura 6.17), esas tendencias son menos acusadas. Los aumentos y disminuciones de la conductividad eléctrica a largo plazo (periodos superiores al mes) en este acuífero parecen estar relacionados con la cantidad, intensidad y frecuencia de las precipitaciones, y con el estado hidrodinámico del mismo. Destacar que hasta este momento no se había puesto de manifiesto esta tendencia general de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Fuenmayor.

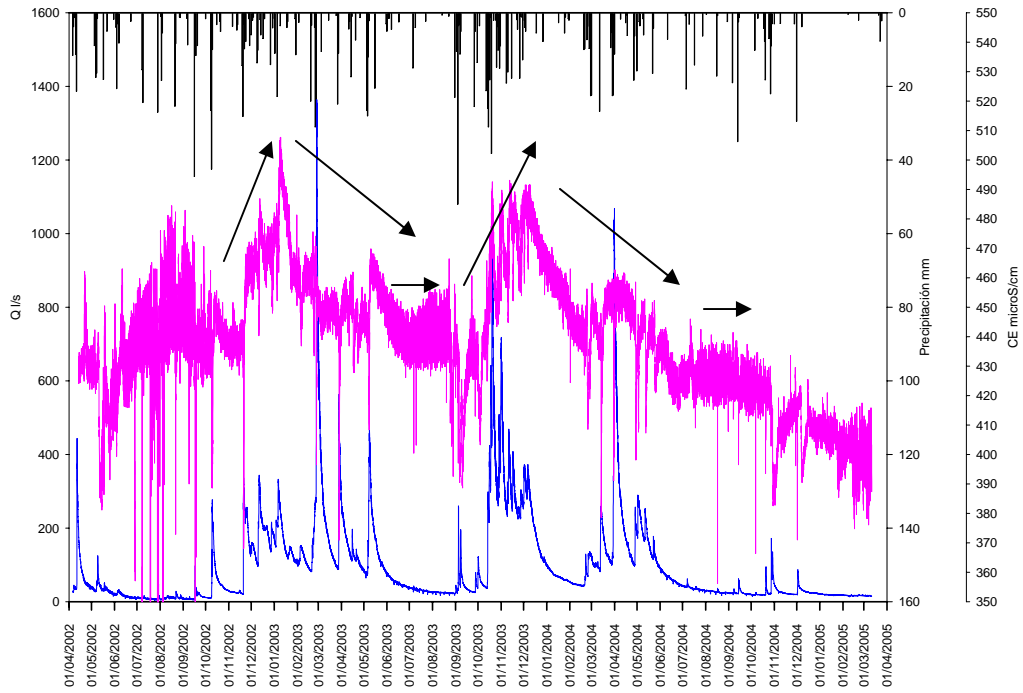


Figura 6.16: Evolución de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005.

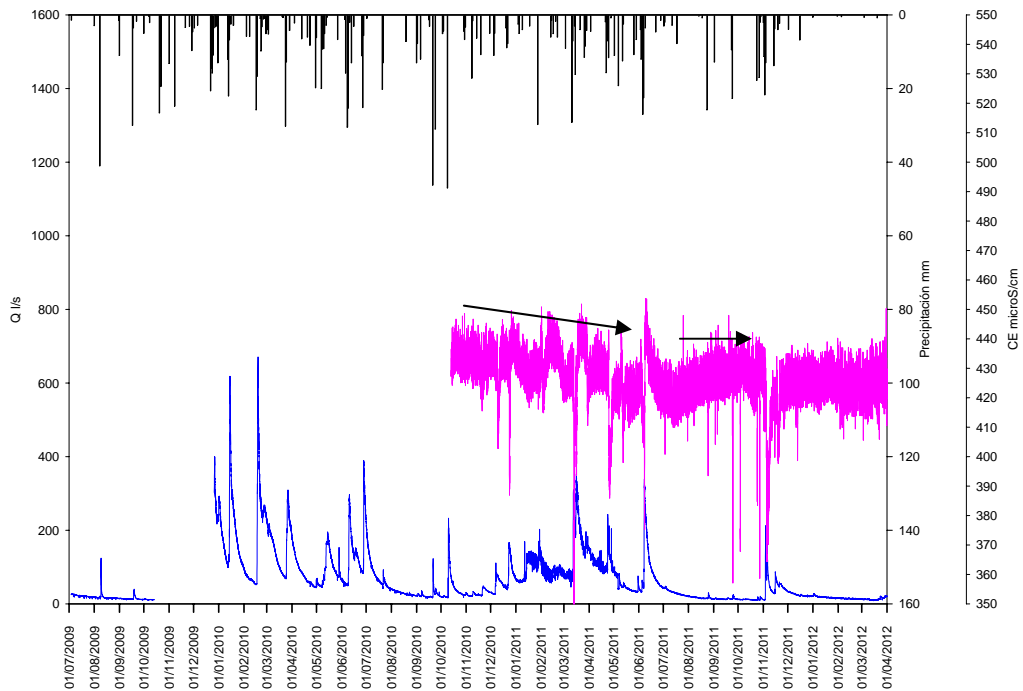


Figura 6.17: Evolución de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Fuenmayor para el periodo 2009-2011.

Por otro lado, se ha representado y estudiado el comportamiento de la conductividad eléctrica del manantial de Fuenmayor frente a todas las precipitaciones ocurridas durante los dos periodos de estudio (2002-2005 y 2009-2011). En prácticamente todas las respuestas se ha podido observar una tendencia similar como la que se muestra en la figura 6.18. En contadas ocasiones se observa un primer ascenso de la conductividad eléctrica, corto y moderado. En cambio, siempre es posible observar un rápido descenso y posteriormente una recuperación lenta hasta superar los valores previos a la lluvia. El ascenso puede detectarse en ocasiones durante varias semanas después del episodio de lluvia que lo ha generado. Este tipo de respuesta de la conductividad eléctrica ya fue descrita por Villarroel (2004) aunque solo se analizó un evento de lluvia del mes de mayo de 2003. En esta tesis se ha establecido que el comportamiento descrito es una característica propia del manantial reproduciéndose a lo largo de las series analizadas (2002-2005 y la nueva serie de datos recogida durante esta tesis, 2009-2011).

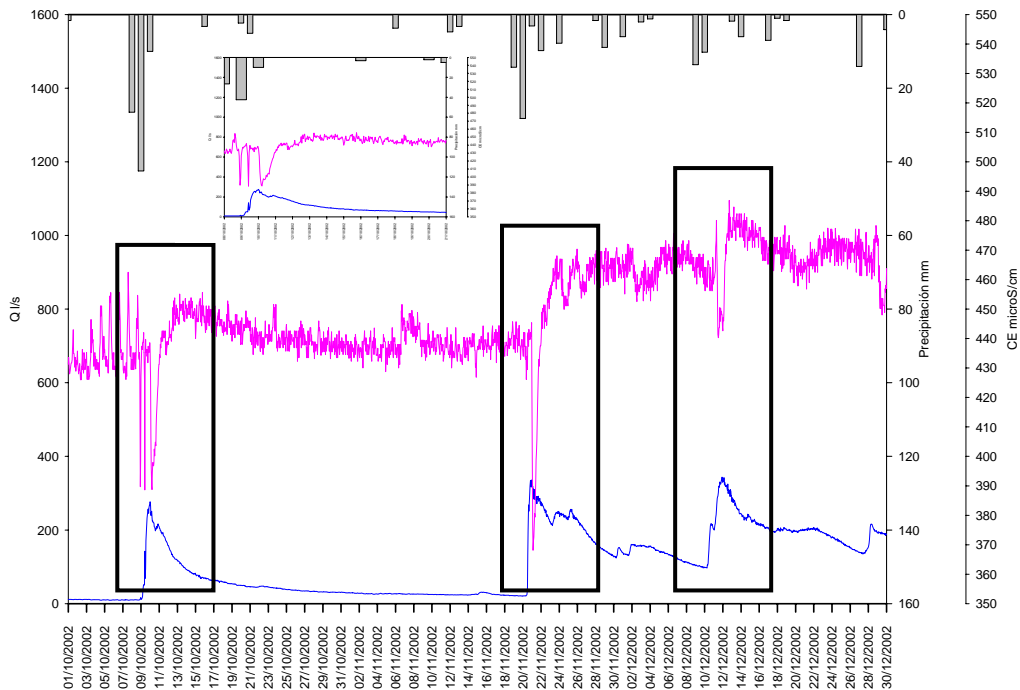


Figura 6.18: Evolución de la conductividad eléctrica para varios eventos de lluvia durante los meses de octubre a diciembre de 2002.

El descenso rápido que se observa siempre como respuesta a las precipitaciones parece estar claramente relacionado con el flujo rápido, es decir, con la llegada a la surgencia del agua de precipitación (menos mineralizada). En cambio, el ascenso por encima de los valores iniciales de conductividad antes de la lluvia, puede tener diferentes interpretaciones. Podría estar relacionado con la conexión de este acuífero a otro sistema con un agua más salina, con la disolución de la roca debido al aumento de la $p\text{CO}_2$ aportado por el suelo, con el aporte de agua almacenada en la zona no saturada o en el acuífero con un mayor tiempo de residencia. Además, estas diferentes interpretaciones deberían ser coherentes con la evolución general de la conductividad eléctrica de este acuífero en el tiempo. En la siguiente sección se revisarán estas hipótesis.

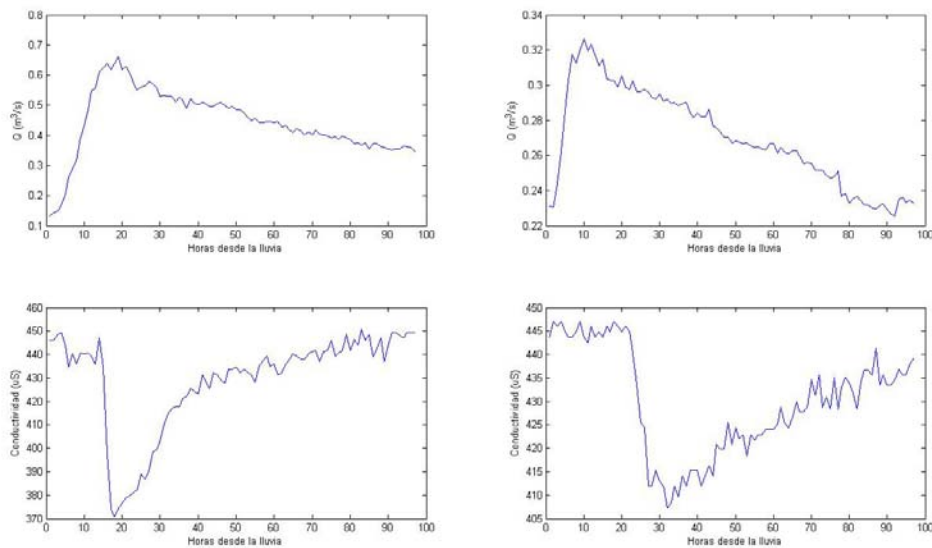


Figura 6.19: Dos episodios de descenso de conductividad eléctrica del agua del manantial de Fuenmayor tras precipitaciones. El tiempo cero marca el inicio de la lluvia.

La figura 6.19 muestra dos episodios tal como los descritos en el párrafo anterior. Como puede observarse el inicio del descenso de conductividad se produce con retraso con respecto al comienzo del aumento del caudal tras las lluvias. En el primero de los eventos mostrados el retraso es de 14 horas mientras que en el segundo es de 22 horas. Este retraso pone de manifiesto que al principio se moviliza agua que estaba en el acuífero antes de la lluvias (no hay cambio de conductividad eléctrica), el descenso brusco marca la llegada de agua proveniente de la infiltración rápida y la posterior subida supone una mezcla progresiva. Todo indica que la galería de salida de Fuenmayor está en carga y se produce un “efecto pistón” en los eventos de lluvia (Liñán, 2005; Mudarra, 2011, por ejemplo). En el primero de los eventos reflejados en la figura, el caudal antes de la lluvia era de $0.14 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que en el segundo era de $0.23 \text{ m}^3/\text{s}$. Este hecho puede explicar la diferencia en los retrasos del descenso de conductividad. En el segundo de los eventos el caudal de partida era más alto, por lo tanto también el nivel piezométrico del manantial. De esta forma en el segundo de los eventos se tuvo que desalojar más agua que en el primero, 23756 m^3 frente a 19141 m^3 . Estas cantidades han sido calculadas integrando el caudal desde el episodio de lluvia hasta el descenso de la conductividad.

6.4. DINÁMICA HIDROQUÍMICA

Para el estudio de la dinámica hidroquímica, se llevó a cabo un muestreo quincenal entre el 04-02-11 hasta el 28-10-11, y horario, entre los días 20-09-10 al 24-09-10, del agua drenada por este manantial. En total se recogieron 28 muestras para análisis químico (análisis normal, residuo seco, carbono orgánico total, alcalinidad y CO_2 disuelto). Al comparar el porcentaje de error del balance iónico con la conductividad eléctrica (según Custodio y Llamas, 1983), el 100 % de los análisis presenta un error en el balance iónico admisible. La toma de muestras en el manantial se realizó junto con medidas in situ de la temperatura del agua, el pH, la

conductividad eléctrica, el Eh, el oxígeno disuelto y la alcalinidad del agua, siempre que fue posible. Durante estos mismos muestreos se recogieron 29 muestras de agua para análisis de isótopos estables (^{18}O y ^2H) y 6 muestras para análisis de Tritio (^3H). Los análisis químicos fueron realizados por el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España, los análisis de isótopos estables por el Laboratorio de Isótopos Estables (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid y los análisis de Tritio por el Laboratorio de Hidrología Isotópica CETA (CEDEX).

6.4.1 DINÁMICA QUÍMICA E ISOTÓPICA A LARGO PLAZO (MUESTREO QUINCENAL)

Hasta el desarrollo de esta tesis doctoral no existía un estudio continuo de la evolución química e isotópica (^{18}O y ^2H) del agua de este manantial, tan sólo había sido posible comparar análisis químicos puntuales que no aportaban mucha información al estudio de la dinámica. En este apartado, y una vez estudiado el comportamiento de la conductividad eléctrica, se ha querido relacionar con la evolución química e isotópica del mismo. Para ello en las siguientes gráficas se muestran los quimiogramas que relacionan la evolución del caudal del manantial, con las precipitaciones y con los iones mayoritarios (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^- , NO_3^- , SiO_2 , TOC) e isótopos estables (^{18}O y ^2H) obtenidos del muestreo quincenal realizado durante el periodo del 04-02-11 al 28-10-11.

El tipo de agua que drena el manantial de Fuenmayor es principalmente bicarbonatada cálcica (apartado 3.4.2.2). Un análisis general para todo el conjunto del periodo de estudio quincenal permite constatar que la evolución de la composición química varía poco y está compuesta principalmente por los iones bicarbonato y calcio (Figura 6.20 y 6.21). La tendencia ligeramente ascendente de la conductividad eléctrica durante el periodo de aguas altas, interrumpido por las diluciones provocadas durante los eventos de recarga, esta relacionada con el aumento del HCO_3^- y el Ca^{2+} . El Mg^{2+} se encuentra en menor proporción y su concentración disminuye en aguas altas. En el tránsito entre el periodo húmedo y seco (Figura 6.20 y 6.21) la conductividad disminuye, pero a partir del estiaje esta va aumentando gradualmente. Durante este periodo los iones HCO_3^- y el Ca^{2+} son relativamente constantes y el ion Mg^{2+} aumenta ligeramente pudiendo indicar un aporte de agua con un cierto mayor tiempo de residencia. Además, durante el periodo de estiaje el agua del sistema apenas se ve afectada por aguas de infiltración rápida.

El resto de iones presentan una concentración muy baja en comparación con el HCO_3^- y el Ca^{2+} (Figura 6.20 y 6.21) y no se observan variaciones significativas a lo largo de todo el periodo de estudio. A pesar de esto, es posible observar ligeramente una pequeña disminución de los iones SO_4^{2-} , Na^+ , NO_3^- y TOC, durante el periodo de aguas altas. Por otro lado, durante el periodo de estiaje, el ion SO_4^{2-} , en muy pequeña concentración va aumentando ligeramente hasta que a mediados de este periodo se produce un primer evento de lluvia donde se observa una disminución de HCO_3^- y Mg^{2+} y, en contra de lo que cabría esperar, un aumento de Ca^{2+} . Los iones SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^- , NO_3^- y SiO_2 , también aumentan ligeramente en ese momento.

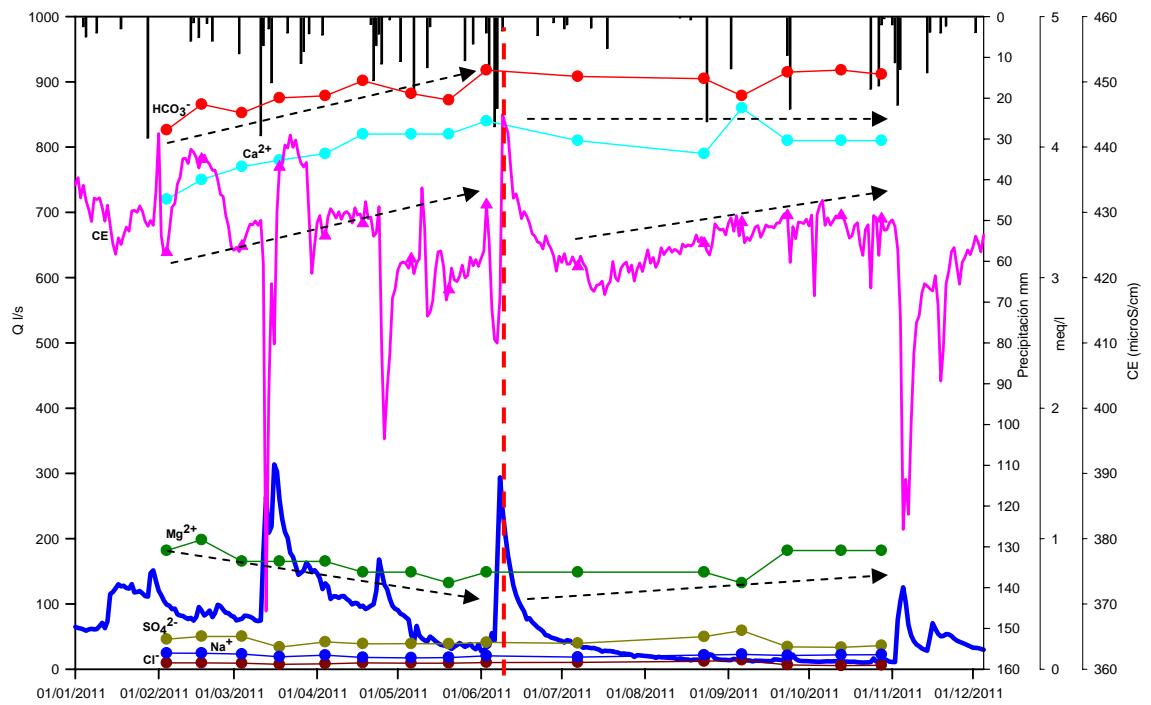


Figura 6.20: Evolución quincenal de los iones mayoritarios frente a la conductividad y el caudal del manantial de Fuenmayor. Periodo del 04-02-11 al 28-10-11. La línea roja discontinua diferencia el periodo húmedo del estiaje.

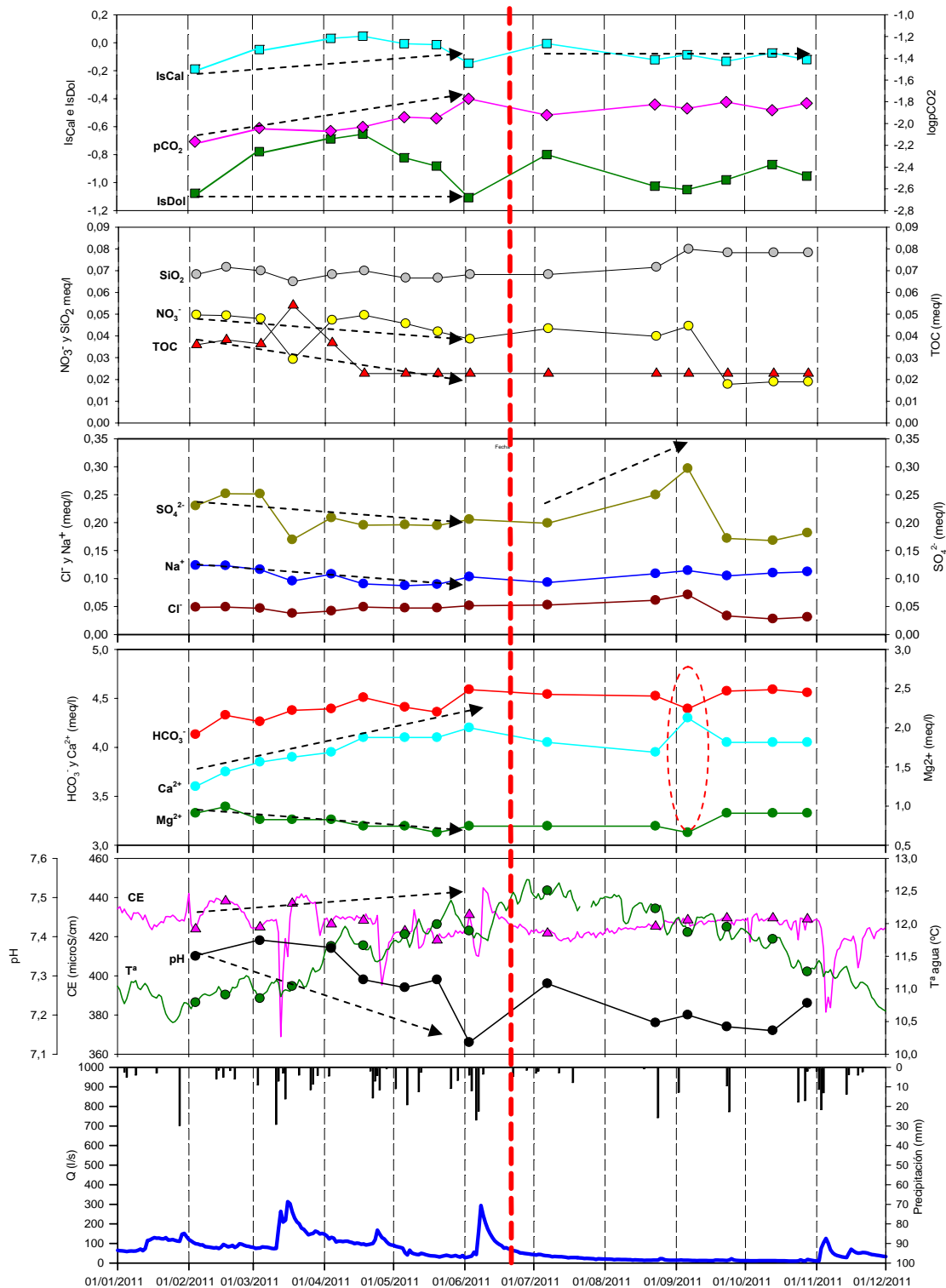


Figura 6.21: Evolución quincenal detallada de la composición química del agua drenada por el manantial de Fuenmayor. Periodo del 04-02-11 al 28-10-11. La línea roja discontinua diferencia el periodo húmedo del estiaje.

Además, por medio del programa PHREEQC, se han calculado los índices de saturación de calcita y dolomita, y la presión de CO_2 , con los datos de pH, T^a y conductividad eléctrica medidas in situ en el manantial (Figura 6.21). Durante todo el periodo de estudio, el agua del manantial de Fuenmayor presenta un índice de saturación de calcita próximo al equilibrio y está subsaturada en dolomita. Los valores de los índices de saturación son ligeramente más altos

durante el periodo húmedo, y durante el estiaje se mantienen constantes. La $p\text{CO}_2$ va aumentando también ligeramente durante el periodo húmedo y permanece constante durante el periodo de estiaje.

La evolución temporal de los iones mayoritarios pone de manifiesto que el aumento de la conductividad eléctrica durante el periodo húmedo está relacionada principalmente con los iones HCO_3^- y Ca^{2+} . Esta observación descarta la interpretación de una posible conexión de este acuífero con otro sistema con un agua más salina de otro origen. Es decir, parece posible indicar que no existe conexión con el acuífero próximo que drena el manantial de Ligüerri (agua bicarbonatada cálcica-magnésica) ni con el acuífero próximo que drena el manantial de Dos Caños (agua clorurada sódica). Sin embargo no descarta que el drenaje progresivo de un agua cada vez más cargada en iones HCO_3^- y Ca^{2+} pueda estar relacionado con: (1) el aporte de un agua con un mayor tiempo de residencia en el sistema carbonatado proveniente de la (infiltración lenta) o de la zona saturada (almacenamiento) o (2) producido por la disolución de la roca debido al aumento de la $p\text{CO}_2$ aportado por el suelo.

Finalmente, la evolución temporal de los isótopos estables ^{18}O y ^2H del agua drenada por el manantial de Fuenmayor es bastante constante en el tiempo (Figura 6.24). Además, es importante recordar (apartado 3.4.2.2-Figura 3.20), que el agua que drena el manantial no está evaporada y es bastante homogénea, próxima a la LMM. Presenta una composición similar al agua de precipitación principalmente para las muestras recogidas durante los meses de otoño, invierno y primavera. Es decir, parece que el agua que drena el manantial durante el periodo de aguas bajas es principalmente el agua que recarga al acuífero durante los periodos húmedos. Si existiera aporte del agua almacenada en el suelo y epikarst hacia el acuífero, durante los periodos secos, se observaría un fraccionamiento isotópico (^{18}O y ^2H) por evaporación.

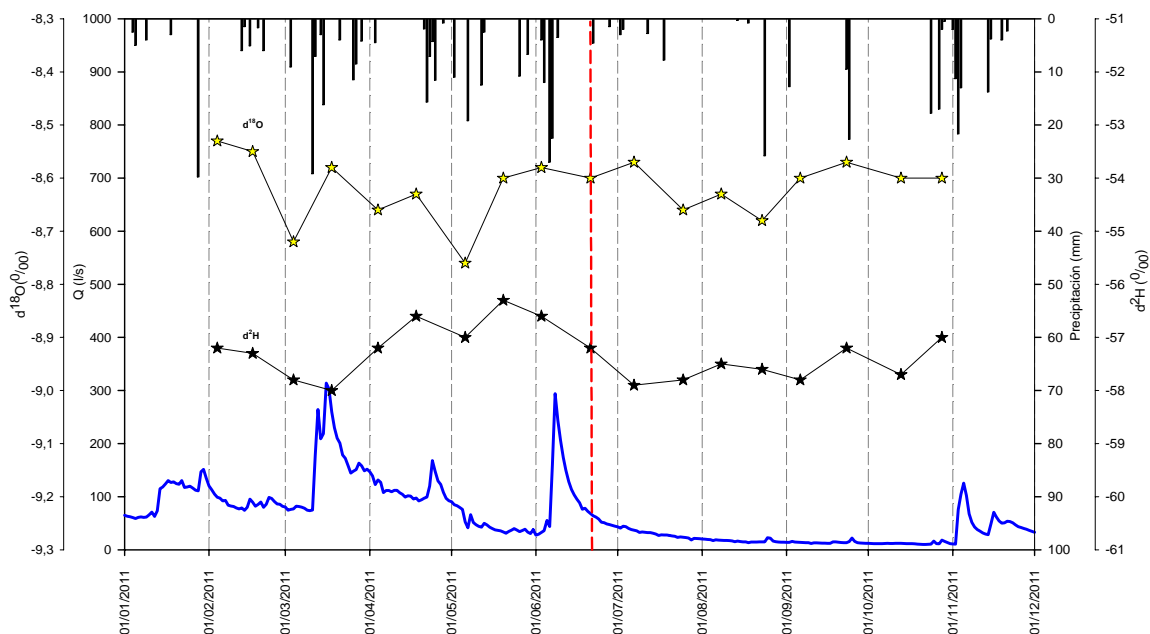


Figura 6.22: Evolución quincenal detallada de la composición isotópica (^{18}O - ^2H) del agua drenada por el manantial de Fuenmayor. Periodo del 04-02-11 al 28-10-11.

A pesar de la baja mineralización del agua drenada por el manantial de Fuenmayor y las ligeras tendencias observadas en la evolución química e isotópica, parece posible explicar el funcionamiento hidroquímico de este acuífero según el modelo definido por Barberá et al. (2011). Es decir, durante los periodos de aguas altas la concentración de los iones Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , disminuyen, y el HCO_3^- y Ca^{2+} aumentan debido a la disolución de la roca carbonatada en la zona no saturada. El ion NO_3^- y el TOC (marcadores de la zona no saturada) debería aumentar pero en este caso disminuyen. Durante los periodos de aguas bajas y debido a un posible mayor tiempo de residencia del agua en la zona saturada se produce un aumento en la concentración de los iones mayoritarios y especialmente del ion Mg^{2+} . Durante los periodos de aguas altas, los conductos kársticos saturados (flujo rápido) aumentan (la línea epifreática se eleva) y existe una transmisión de agua hacia las fracturas y fisuras (almacenamiento). Durante el periodo de aguas bajas las fracturas y fisuras drenan el agua almacenada hacia los conductos kársticos hasta la descarga por el manantial (Figura 6.25).

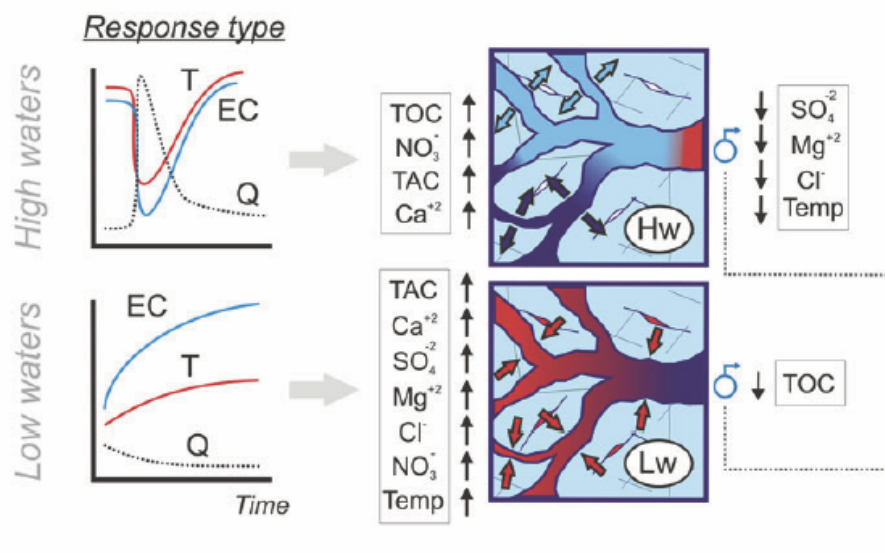


Figura 6.23: Interpretación del modelo de funcionamiento de un acuífero kárstico propuesto por Barberá et al., (2011).

6.4.2 DINÁMICA QUÍMICA E ISOTÓPICA A CORTO PLAZO (MUESTREO HORARIO)

Desde los años setenta es bien sabido que la respuesta de este manantial es muy rápida, respondiendo a las 7-9 horas de producirse una precipitación. Por esto, con tan solo un muestreo a nivel diario o quincenal de los parámetros físico-químicos se pierde la dinámica real de este acuífero. Es decir, a pesar de que ha sido posible explicar la tendencia general de la evolución química e isotópica a nivel quincenal, es necesario realizar un muestreo horario para no perder

información sobre los diferentes procesos hidroquímicos ocurridos. Por todo esto, en esta tesis doctoral se realizó un muestreo químico e isotópico del agua drenada por este manantial a nivel horario, antes, durante y después de una de las primeras respuestas del manantial a las precipitaciones después del estiaje (20-09-2010 al 24-09-2010).

En la figura 6.26 se muestra el quimiograma que relaciona la evolución del caudal del manantial, con las precipitaciones y con los iones mayoritarios. De nuevo se vuelve a observar que la composición química e isotópica del agua de este manantial es muy constante, centrada en los iones mayoritarios de HCO_3^- , Ca^{2+} y en menor proporción en Mg^{2+} . Sin embargo, durante este evento horario, es posible apreciar que la disminución de la conductividad eléctrica, característica de la respuesta de este manantial, está relacionada con el descenso de los iones HCO_3^- y Mg^{2+} . El Ca^{2+} , en contra de lo que cabría esperar, aumenta ligeramente (Figura 6.26). El resto de iones mayoritarios apenas sufren variaciones, aunque es posible intuir un leve descenso en TOC, y un ligero aumento del NO_3^- . Durante la siguiente hora, justo después del pico de caudal, los iones principales vuelven a unas concentraciones similares a las obtenidas antes de la precipitación.

La evolución de los isótopos estables de ^{18}O y ^2H (Figura 6.27) también es bastante constante en el tiempo, no se observa ningún cambio durante el pico, tan sólo después de la respuesta se observa una mayor variabilidad. Sin embargo, la evolución del isótopo radiactivo de tritio (^3H) sí muestra una rápida infiltración en el acuífero del agua de precipitación debido al rápido ascenso durante la crecida y el descenso instantáneo a concentraciones similares antes de la lluvia. Pasa de 4,09 UT antes del pico a 4,40 UT durante el pico, composición más próxima al agua de precipitación (entre $4,85 \pm 0,36$ y $5,08 \pm 0,36$ UT-apartado 3.4.1).

Hay que tener en cuenta que se trata de un único evento muestreado manualmente a nivel horario y recogido después de un importante periodo de estiaje. Es decir, el acuífero se encuentra en periodo de aguas bajas y aún no se han restituido las reservas en la zona no saturada. A pesar de todo, y por primera vez, es posible indicar que la disminución de la conductividad eléctrica producida por la reciente precipitación está relacionada con una disminución del bicarbonato y magnesio, aunque con un aumento en calcio. También ha sido posible observar la misma relación en el quimiograma quincenal durante el periodo de estiaje (apartado 6.4.1), por lo que este comportamiento parece característico del estiaje en este acuífero.

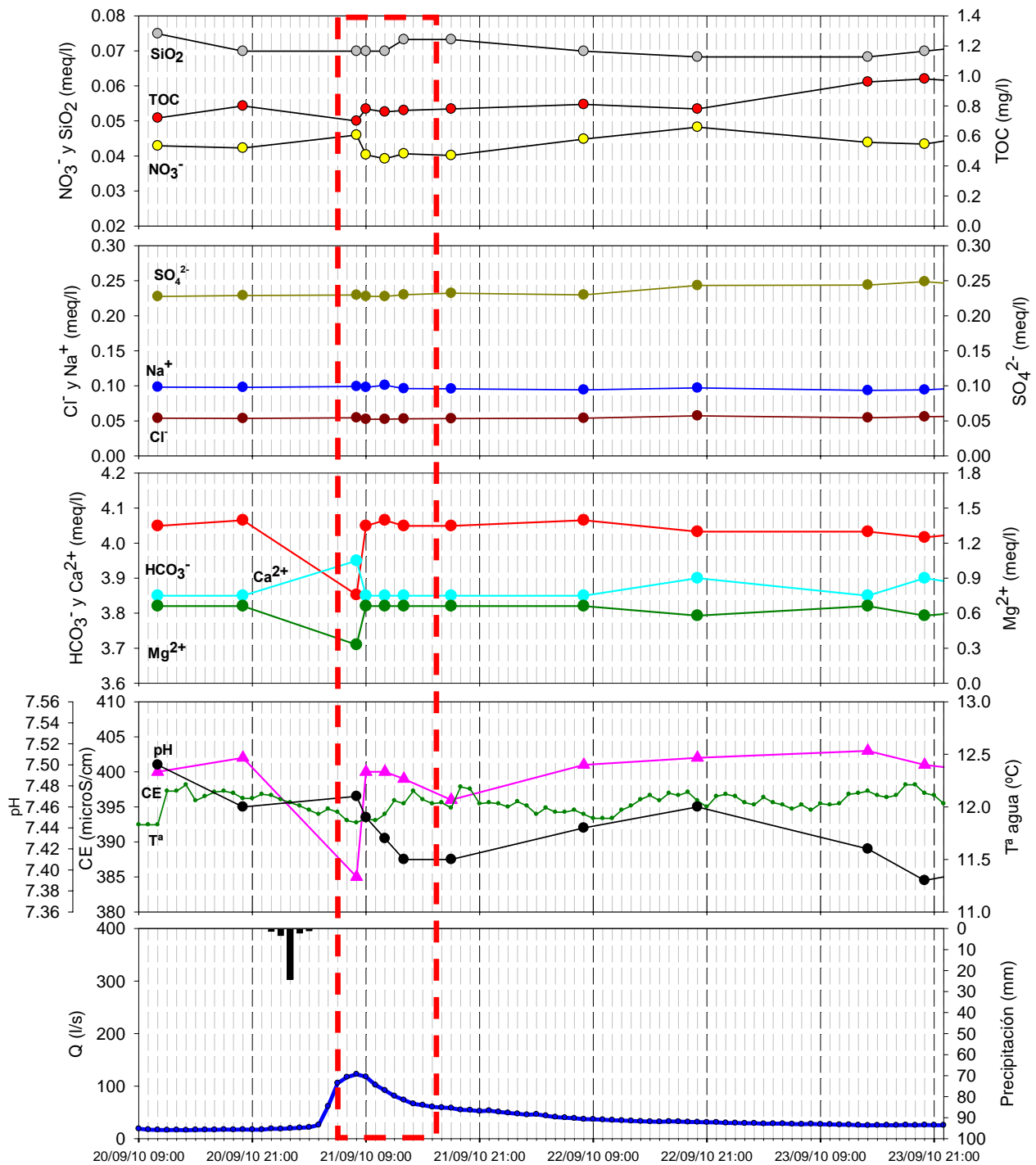


Figura 6.24: Representación de las muestras analizadas para conocer la evolución horaria de la composición química del agua drenada por el manantial de Fuenmayor. Periodo del 20-09-2010 al 24-09-2010.

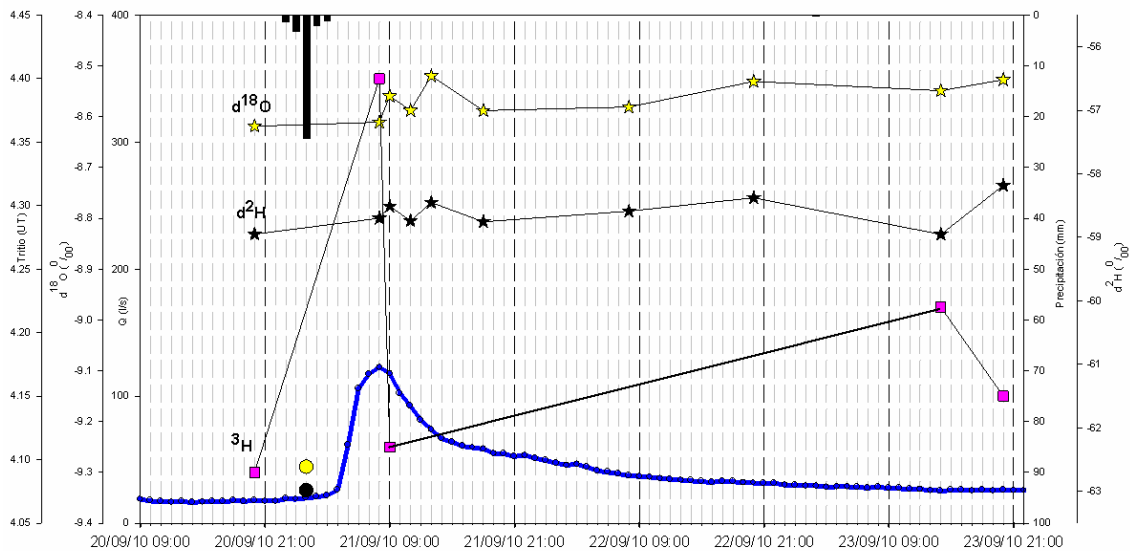


Figura 6.25: Representación de las muestras analizadas para conocer la evolución horaria de la composición isotópica (^{18}O , ^2H y Tritio) del agua drenada por el manantial de Fuenmayor. Periodo del 20-09-2010 al 24-09-2010.

6.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este capítulo se ha realizado un estudio de la hidrodinámica, la dinámica de los parámetros físicos (temperatura del agua y conductividad eléctrica) y la dinámica química de Fuenmayor. Para ello se han utilizado datos provenientes de la estación de muestreo instalada en el manantial del periodo de abril de 2002 a marzo de 2005 y los obtenidos dentro de la presente tesis del periodo entre junio de 2009 a abril de 2012, tanto de la estación como de muestreos manuales. A continuación se exponen las principales conclusiones del estudio en relación con el modelo conceptual del acuífero.

El análisis del hidrograma pone de manifiesto que el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor es de tipo kárstico. Presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones registradas, aunque drena un caudal base en los periodos de estiaje que no ha llegado a agotarse nunca. Además, parece que existe una zona no saturada importante puesto que hasta que no se reconstruyen las reservas de agua en la zona no saturada (suelo y epikarst, según Villarroel et al., 2004), el acuífero no se pone en funcionamiento.

Se ha realizado un análisis de la curva de recesión según Mangin (1970, 1975). El acuífero de Fuenmayor queda clasificado como de tipo IV, con valores medios de los parámetros de $k = 0.15$ e $i = 0.69$. Estos valores se corresponden con un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. El valor de k , que le da el carácter kárstico, queda refrendado con otros estudios anteriores utilizando otras técnicas. La clasificación como sistema complejo y de grandes dimensiones, relacionado con el parámetro i , no concuerda con la superficie estimada para este

acuífero (10 km²). El alto valor de i puede explicarse mediante la existencia de una zona importante de fisuración perteneciente a la infiltración lenta y al almacenamiento que controla la decrecida haciéndola algo más lenta. Otra característica a tener en cuenta, en relación con el parámetro i , es que la descarga en el manantial de Fuenmayor no es libre presentando una resistencia hidráulica todavía sin cuantificar.

La dinámica de la temperatura del agua que drena el manantial de Fuenmayor permite suponer que el agua del acuífero circula a poca profundidad en la que la influencia de la temperatura externa no ha desaparecido, por lo menos en su parte final.

El estudio de la evolución temporal de la conductividad eléctrica ha permitido establecer tendencias generales a largo plazo en periodos de aguas altas y bajas. El descenso rápido que se observa siempre como respuesta a las precipitaciones parece estar claramente relacionado con el flujo rápido a través de galerías bien desarrolladas en la zona no saturada. En cambio, el ascenso por encima de los valores iniciales de conductividad antes de la lluvia, puede tener diferentes interpretaciones. El retraso entre la bajada de conductividad con respecto a la reacción del caudal pone de manifiesto que la galería de salida de Fuenmayor está en carga y se produce un “efecto pistón” en los eventos de lluvia.

A partir del análisis quincenal de la química del agua (iones HCO_3^- y Ca^{2+} , Mg^{2+} en mucha menor proporción), ha sido posible establecer un modelo general de funcionamiento de Fuenmayor. Durante los periodos de aguas altas, los conductos kársticos (flujo rápido) saturados aumentan (la línea epifreática se eleva) y existe una transmisión de agua hacia las fracturas y fisuras (almacenamiento). Durante el periodo de aguas bajas, las fracturas y fisuras drenan el agua almacenada hacia los conductos kársticos hasta la descarga por el manantial aumentando ligeramente la conductividad. Además, se descarta la interpretación de una posible conexión de este acuífero con otro sistema con un agua más salina de otro origen.

Finalmente, el análisis horario de la química ha permitido observar por primera vez que la disminución de la conductividad eléctrica, característica de la respuesta de este manantial, está relacionada con el descenso puntual de los iones HCO_3^- y Mg^{2+} , aunque con un ligero aumento del ion Ca^{2+} . El descenso de Mg^{2+} corrobora la rápida llegada de agua a través del flujo rápido de la zona no saturada e infiltrada rápidamente a través de lapiaz y sumideros.

**CAPÍTULO 7: MODELO HIDROGEOLÓGICO
CONCEPTUAL DEL ACUÍFERO DRENADO
POR EL MANANTIAL DE FUENMAYOR**

7.1 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

El acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor se recarga principalmente por la infiltración del agua de lluvia. La precipitación promedio en este entorno es de 654 mm/año y la temperatura atmosférica promedio de 11 °C para el periodo 2002-2011. El tipo de agua que recarga al acuífero es principalmente bicarbonatada cálcica, coherente con el predominio de las litologías carbonatadas a lo largo de toda la Sierra de Guara. Se ha observado que el agua de lluvia recogida durante los periodos secos presenta una mayor mineralización (bicarbonato y calcio) que las muestras recogidas durante los periodos húmedos, interpretado como debido a la mayor concentración de sales y polvo en la atmósfera durante los meses de verano. Por otro lado, la composición isotópica (^{18}O y ^2H) del agua de precipitación es, en general, relativamente homogénea y próxima a la Línea Meteorica Mundial (LMM). Estos datos indican un predominio de los frentes de lluvia procedentes del Atlántico, y son coherentes con los resultados obtenidos en otras áreas del Pirineo (Pérez-Bielsa, 2013). Sin embargo, se aprecia que durante los meses de julio a septiembre la composición isotópica es más pesada y algo alejada de la LMM. La pendiente que se obtiene (6,9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) es indicativa de un fraccionamiento isotópico relacionado probablemente con la evaporación durante la precipitación (Raya, 2003; IAEA, 2001). Por otra parte, los análisis isotópicos recogidos durante los meses de octubre a junio presentan una composición isotópica más ligera y homogénea, situada entre la Línea Meteorica Mediterránea (LMME) y la LMM. Es decir, la variabilidad química e isotópica del agua de precipitación no depende tanto de la cota a la que se realizaron los muestreos sino principalmente de la época del año.

El estudio de todos los datos recopilados en esta Tesis pone de manifiesto que el acuífero de Fuenmayor está formado por las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y Formación Adraén y Bona (Cretácico superior). Sus límites hidrogeológicos N y E corresponden al contacto entre estos materiales con las arcillas y yesos menos permeables del Triásico. Al S, el límite corresponde con el retrocabalgamiento de San Julián continuando por la charnela del cabalgamiento de bloque superior asociado al frente de cabalgamiento surpirenaico hasta la falla normal, que pone en contacto las areniscas y lutitas del Mioceno con las calizas de la Formación Guara, donde se sitúa el manantial de Fuenmayor. Finalmente, al O el acuífero está delimitado por las margas de la Formación Arguis e hipotéticamente por la divisoria de aguas de la subcuenca hidrográfica del barranco Molón, relacionado con el espesor de los conglomerados y areniscas del Mioceno en contacto con las calizas de Guara. La superficie que se obtiene, según estos límites, es de 9,70 km². Esta superficie coincide con la obtenida por Cuchí y Villarroel (2002). Estos autores daban más peso a la topografía e incluían dentro del área de recarga los conglomerados de San Martín de la Baldonsera.

En el corte hidrogeológico (Figura 7.1) es posible observar la geometría del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor, situado entre los retrocabalgamientos de Cuello Bail y San Julián, en una estructura sinclinal. En dicho corte también se aprecia el pliegue anticlinal de bloque superior del cabalgamiento principal. Entre las calizas de la Formación Guara y la Formación Adraén y Bona, se encuentran las arcillas rojas de las facies Garum. En general, estas facies, debido a su escasa potencia y a la intensa tectonización del área no llegan a constituir un impermeable regional por lo que los materiales permeables del Cretácico y Eoceno suelen estar interconectados (ITGE, 1992). A pesar de esto, no se conoce realmente la posible conexión hidráulica a través de las facies Garum. Es decir, el acuífero podría estar formado

únicamente por las calizas de la Formación Guara, lo que resultaría coherente con un acuífero poco profundo, donde el mayor desarrollo de conductos kársticos parece estar desarrollado en la zona no saturada y en la zona epifreática.

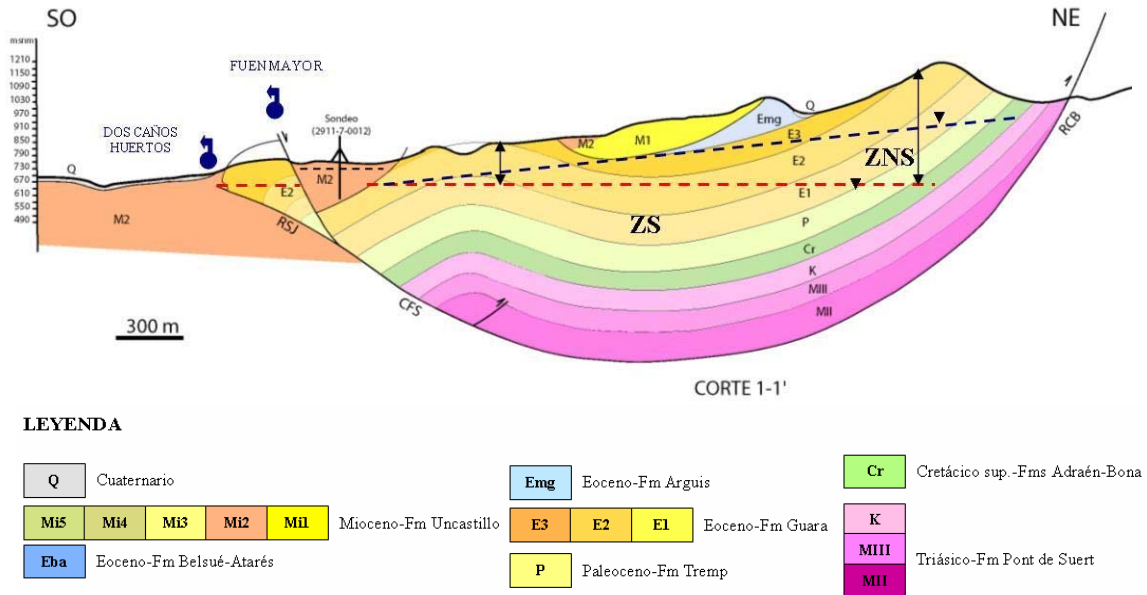


Figura 7.1: Corte hidrogeológico 1-1' del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor.

La superficie del acuífero es relativamente pequeña pero con unos desniveles topográficos importantes. El relieve disminuye de N a S, siendo el pico de Matapaños (1535 m s.n.m.) y los conglomerados masivos de San Martín (1400 m s.n.m.) las zonas más elevadas, y el manantial de Fuenmayor (708 m s.n.m.) la cota más baja. Además, en toda su extensión destacan las morfologías kársticas, las cuales juegan un papel importante en el funcionamiento del acuífero. Abunda el lapiaz cubierto por gelifractos, el antiguo polje de Ciano, las superficies de erosión y las simas, que favorecen la infiltración directa del agua de lluvia hacia el epikarst y/o directamente hacia el acuífero. Además, en la parte superior del barranco Molón, formado por los conglomerados y areniscas del Mioceno, circula siempre agua proveniente de Ciano que se acaba infiltrando al ponerse en contacto con las calizas de Guara. Es decir, existe una zona de terreno no kárstico en el que se produce una infiltración concentrada hacia el acuífero. Además, la fracturación en las calizas de la Formación Guara (Eoceno) y la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) está bastante desarrollada. Tanto a macro como a mesoescala, la dirección es subperpendicular a las estructuras principales, entre N60E y N90E, coherente con la dirección preferencial del flujo subterráneo. Por un lado, las fracturas de menor entidad dan lugar a una infiltración lenta, aunque también al almacenamiento del agua meteórica en el sistema acuífero. Por otro, tanto la estratificación de las capas que conforman las calizas (cretácicas y eocenas), como las direcciones de fracturación dan lugar a vías preferenciales de flujo.

En el 90 % del área de recarga se ha desarrollado suelo aunque de poco espesor (aproximadamente 30 cm). En general, este suelo presenta una textura arcillo-limosa y muchas piedras que dan lugar a una baja reserva útil. La cubierta vegetal en el entorno de Fuenmayor

está constituida, en su mayoría, por matorrales subarborescentes. Tan sólo el 10 % del área de recarga está formada por rocas desnudas, zonas donde se produce una recarga directa. Por esto, el suelo va a tener una capacidad reguladora del agua de lluvia que acaba infiltrándose en la zona no saturada hacia el acuífero. La respuesta tan rápida e importante de caudal en el manantial de Fuenmayor después de una precipitación no parece ser coherente con la existencia de suelo en el 90 % del área de recarga. En realidad, el espesor del suelo es tan reducido que, aunque existe una cierta capacidad reguladora, en periodos húmedos el agua se infiltra rápidamente a través del epikarst y de las fracturas hacia el acuífero. Por otro lado, las observaciones de campo y los análisis de fracturación indican la existencia de una zona epikárstica importante, que junto con el suelo favorecerá la retención del agua de precipitación después de los periodos lluviosos, aunque también la infiltración rápida y directa hacia el acuífero. La fracción de la precipitación que no es devuelta a la atmósfera por procesos de evapotranspiración se infiltra en el acuífero (Martos, 2008).

El balance de agua en el suelo realizado (periodo 2002-2011), permite obtener una evapotranspiración en torno a 425 mm/año (60-70% de la precipitación media anual) y, por lo tanto, al suponer una escorrentía superficial prácticamente despreciable, una recarga al acuífero en torno a 229 mm/año (30-40% de la precipitación media anual). El balance de cloruros realizado, a pesar de la incertidumbre existente respecto a la concentración en cloruros del agua de precipitación, resulta también coherente con estos valores. Por otro lado, si se realiza un balance volumétrico teniendo en cuenta este valor de recarga así como el caudal drenado por el manantial de Fuenmayor (2002-2011), se obtiene una superficie máxima de recarga de unos 12 km², coherente con los 9.70 km² anteriormente obtenidos a partir de los límites hidrogeológicos. Es decir, aunque existe una infiltración rápida y directa, el porcentaje de recarga obtenido concuerda con una superficie de recarga formada mayoritariamente por suelo (poco espesor), vegetación (en su mayoría matorrales subarborescentes) y epikarst.

Durante los periodos de aguas bajas el nivel del agua en la zona epifreática desciende, el caudal es mínimo (9 l/s) y está en fase descendente, aunque no ha llegado a agotarse nunca. Además, durante este periodo de estiaje, el manantial no responde a las lluvias ocurridas y si lo hace, es con caudales poco importantes. Estas precipitaciones se almacenan en el suelo y epikarst, y debe ser consumida, al menos parcialmente, por la vegetación (Villaruel et al., 2002). Por otro lado, el estudio de las curvas de recesión indica un agotamiento relativamente rápido, que podría indicar una moderada karstificación en la zona saturada. El valor del parámetro $k(0,15)$, según Mangin (1975), corresponde a un sistema de tipo kárstico. Es decir, el acuífero que drena Fuenmayor presenta un importante grado de karstificación y ligero poder regulador. La temperatura del manantial, tanto en periodos secos como húmedos, apenas se ve afectada después de las precipitaciones y depende fundamentalmente de la temperatura ambiente. Esto permite suponer que el agua del acuífero circula somera, a una profundidad en la que la influencia de la temperatura externa no ha desaparecido.

En general, el agua que drena Fuenmayor es bicarbonatada cálcica, coherente con los materiales permeables que forman el acuífero, y su composición isotópica está próxima a la LMM. Es decir, la composición isotópica es similar al agua de precipitación y no parece que se haya dado ningún proceso modificador significativo. Durante los periodos de estiaje se observa un ligero aumento de la conductividad eléctrica así como del contenido en Mg^{2+} , posiblemente relacionado con un cierto mayor tiempo de residencia del agua en la zona saturada. La información de los análisis químicos quincenales muestra que, durante el estiaje, los iones

HCO_3^- y Ca^{2+} permanecen constantes. Además, la composición isotópica (^{18}O - ^2H) del agua del manantial de Fuenmayor presenta una composición similar al agua de lluvia recogida durante los periodos húmedos. Es decir, no parece existir aporte de agua del suelo, epikarst o zona no saturada hacia el acuífero. A pesar de las ligeras tendencias observadas en la evolución química durante el estiaje, parece posible explicar el funcionamiento de este acuífero según el modelo definido por Barberá et al., 2011 (Figura 7.2). Durante el periodo de aguas bajas, la línea epifreática va descendiendo, y las fracturas y fisuras drenan el agua almacenada hacia los conductos kársticos hasta la descarga por el manantial. Por esto, junto a una posible resistencia hidráulica, el caudal no ha llegado a agotarse nunca.

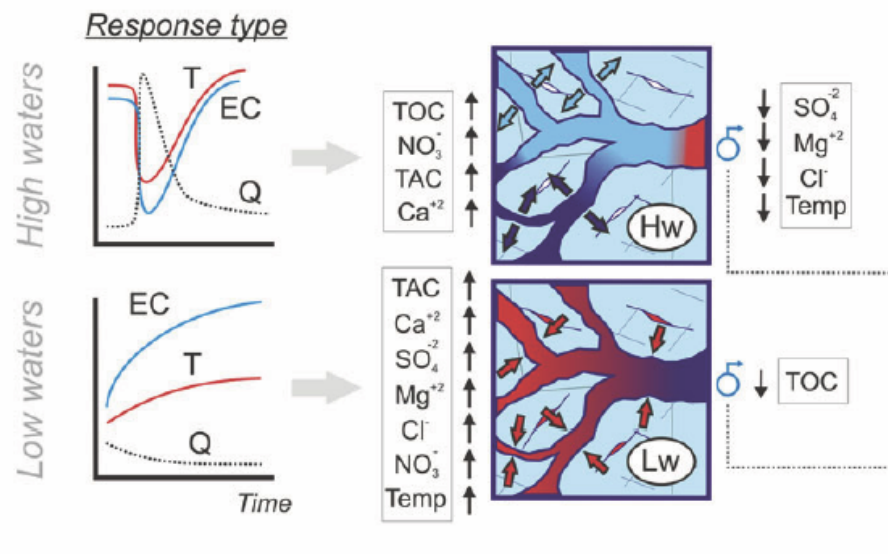


Figura 7.2: Interpretación del funcionamiento del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor según el modelo propuesto por Barberá et al., (2011).

Por otro lado, a partir de las primeras lluvias (septiembre-octubre), el caudal comienza a aumentar aunque con respuestas modestas a las precipitaciones. Al continuar las lluvias durante el otoño el acuífero se pone de nuevo en funcionamiento, posiblemente al recuperar las reservas de agua en el suelo y el epikarst (Villaruel et al., 2002), hasta el final de la primavera. El manantial presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal (1364 l/s-máximo caudal 2002-2011) en respuesta a las precipitaciones. Además, el estudio de las curvas de recesión durante la decrecida, indica que la velocidad de infiltración es muy rápida, probablemente debido a un importante grado de karstificación. Aunque no es posible acceder a ninguna sima, parece razonable indicar que estos conductos están próximos a la superficie siguiendo la dirección de la estratificación, junto a la dirección perpendicular de las fracturas a la estructura principal. En la zona no saturada estos conductos y fracturas se encargan de transmitir el agua infiltrada rápidamente hacia la zona saturada, donde también se almacena y es drenada hacia el manantial. Por otro lado, el valor medio del parámetro i , según el criterio de Mangin (1975), indica que se trata de un sistema complejo y de grandes dimensiones. Sin embargo, la superficie de este acuífero es de unos 10 km^2 , por lo que no es muy grande. El valor del parámetro i hace referencia al agotamiento de la decrecida del manantial. Es posible interpretar su alto valor mediante la existencia de una zona importante de fisuración perteneciente a la infiltración lenta y al almacenamiento que controla la decrecida haciéndola

algo más lenta. Otra característica a tener en cuenta, en relación con el parámetro i , que la descarga en el manantial de Fuenmayor no es libre presentando una resistencia hidráulica todavía sin cuantificar.

El descenso rápido de la conductividad eléctrica (relacionado con los iones HCO_3^- , Ca^{2+} , y en menor medida con el Mg^{2+}) que se observa siempre como respuesta a las precipitaciones, parece estar claramente relacionado con el flujo rápido a través de conductos y galerías bien desarrolladas (zona no saturada y zona saturada) e infiltrada rápidamente por el lapiaz y sumideros. A pesar de esto, se ha podido observar un retraso en el descenso de la conductividad con respecto a la reacción del caudal, lo que parece poner de manifiesto que la galería de salida de Fuenmayor está en carga, y se produce un “efecto pistón” durante los eventos de lluvia. Seguido al descenso, se produce un aumento de la conductividad eléctrica por encima de los valores iniciales antes de la precipitación. Teniendo en cuenta el inventario de puntos de agua y la caracterización hidrogeoquímica regional se ha podido concluir que este acuífero no presenta ninguna relación con los acuíferos que drenan Cienfuens, Ligüerri y Dos Caños. Es decir, el aumento de la conductividad no puede estar relacionado con otro acuífero que le aporte un agua más salina. Por otro lado, es difícil explicar el aporte de un agua con mayor tiempo de residencia de la zona saturada o no saturada, al tratarse de un acuífero con un funcionamiento hidrodinámico tan rápido. Por esto, a pesar de la baja mineralización del agua drenada por el manantial y las ligeras tendencias observadas con la química a nivel quincenal, parece posible explicar el funcionamiento de este acuífero según el modelo definido por Barberá et al., 2011. Durante los periodos de aguas altas la concentración de los iones Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , disminuyen ligeramente, y el HCO_3^- y Ca^{2+} aumentan debido a la disolución de la roca carbonatada en la zona no saturada por el aumento de la pCO_2 proveniente del suelo. La línea epifreática se eleva y los conductos kársticos saturados (flujo rápido) aumentan, por lo que existe una transmisión de agua hacia las fracturas y fisuras (almacenamiento), que durante los periodos de estiaje drenarán hacia los conductos kársticos.

Finalmente, conocido que el manantial es la única salida del sistema se ha realizado un balance teniendo en cuenta la información disponible entre los años 2002 y 2011. La recarga estimada para este periodo oscila entre 1,88 y 2,86 $\text{hm}^3/\text{año}$, mientras que las salidas por el manantial de Fuenmayor varía entre 2,04 $\text{hm}^3/\text{año}$ (2009-2011) y 2,99 $\text{hm}^3/\text{año}$ (2002-2005) Es decir, se observan unas salidas similares a las entradas aunque algo mayores, lo que se interpreta como posiblemente relacionado con la incertidumbre asociada tanto a la evapotranspiración como a la superficie de recarga. Estos resultados así como el contenido en tritio obtenido tanto en el manantial de Fuenmayor (4,16 UT) como en las precipitaciones locales (4,85-5,08 UT), parecen poner además de manifiesto la existencia de tiempos de tránsito relativamente rápidos, así como una relativamente baja capacidad de regulación general del acuífero.

En la figura 7.3 se muestra el modelo hidrogeológico del acuífero de Fuenmayor a partir del modelo propuesto por Bakalowicz (2004).

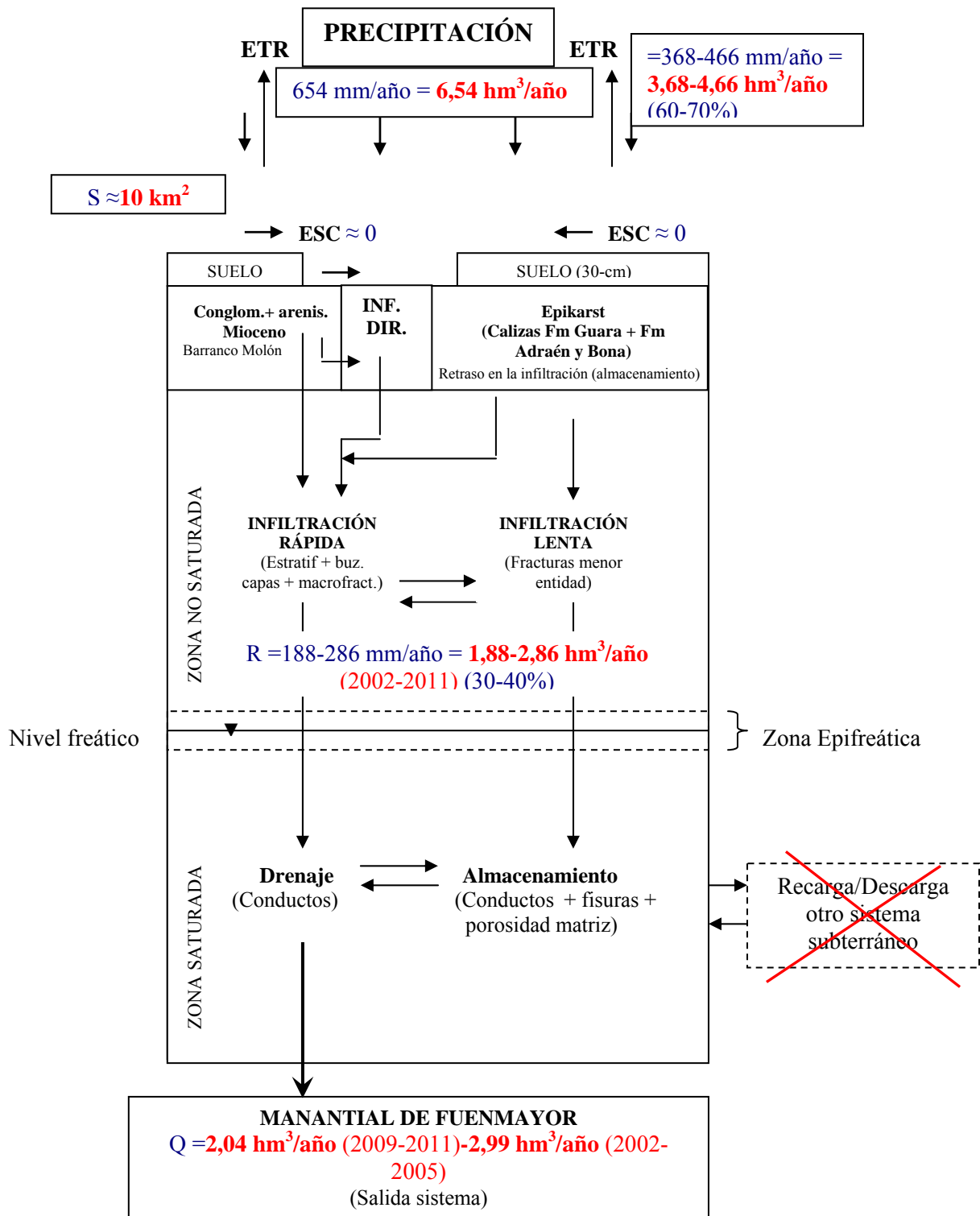


Figura 7.3: Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero drenado por el manantial de Fuenmayor.

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES

La realización de esta Tesis ha permitido definir, por primera vez, un modelo hidrogeológico conceptual completo del acuífero kárstico drenado por el manantial de Fuenmayor, uno de los manantiales más importantes de la Sierra de Guara. Para ello se establecen los probables límites hidrogeológicos del acuífero, se evalúa la recarga mediante la aplicación de dos métodos independientes (balance de agua en el suelo y balance de cloruros) y se establece un modelo de funcionamiento hidrodinámico mediante la aplicación de técnicas hidroquímicas e isotópicas y técnicas de análisis.

La actualización de la cartografía geológica así como la realización de nuevos cortes geológicos en el entorno del manantial, ha permitido definir la estructura y geometría interna de los materiales en los que se desarrolla y emplaza el acuífero. Por otro lado, el estudio geomorfológico realizado permite observar signos destacados de karstificación, muchas veces desarrollados a favor de la fracturación. El lapiaz cubierto por gelifractos, el antiguo polje de Ciano, los barrancos de San Martín y Molón, las superficies de erosión y las simas, favorecen la infiltración del agua de lluvia hacia el epikarst y/o directamente hacia el acuífero. Un análisis de la fracturación indica que los conglomerados presentan una dirección preferencial de macrofracturación N90E, y las calizas, tanto a macro como a mesoescala, una dirección preferente subperpendicular a las estructuras principales, entre N60E y N90E. Estas fracturas junto con los planos de estratificación de las calizas (cretácicas y eocenas) constituyen las principales vías preferenciales de flujo, favoreciendo la infiltración directa y rápida, el drenaje, y el almacenamiento del agua en el acuífero.

El agua que recarga al acuífero es principalmente bicarbonatada cálcica, coherente con el predominio de las litologías carbonatadas a lo largo de la Sierra de Guara. Su composición isotópica (^{18}O - ^2H) es próxima a la Línea Meteorica Mundial (LMM), lo que indica un predominio de los frentes procedentes del Atlántico. Los cuatro tipos de agua principales que drenan los materiales permeables en este sector de la Sierra de Guara son: 1) Bicarbonatada cálcica, que drena los acuíferos formados por las calizas de la Formación Calizas de Guara del Eoceno, las calizas de la Formación Adraén-Bona del Cretácico superior y los conglomerados del Mioceno; 2) Bicarbonatada cálcica magnésica, drenada por el acuífero formado por las calizas y dolomías de la facies Muschelkalk (Triásico); 3) Sulfatada cálcica, representativa de las arcillas y yesos del Triásico; y 4) Clorurada sódica, drenada por un punto de agua perteneciente al Mioceno.

El agua del manantial de Fuenmayor es bicarbonatada cálcica, por lo que en principio podría estar drenando un acuífero formado por las calizas de la Formación Guara y/o por las calizas del Cretácico superior y/o por los conglomerados del Mioceno, no pareciendo existir relación con las calizas y dolomías de las facies Muschelkalk, ni con las arcillas y yesos del Triásico. Además, los acuíferos drenados por los manantiales de Cienfuens, Ligüerri y Dos Caños/Huertos son independientes del acuífero de estudio, por lo que se descarta un intercambio de agua relevante del acuífero drenado por Fuenmayor con el resto de acuíferos de la zona. La composición isotópica del agua en este manantial no está evaporada, es bastante homogénea y próxima a la LMM. Además, su composición es similar a la del agua de precipitación y no parece que se haya dado ningún proceso modificador durante la recarga. Se obtiene una línea altitudinal local coherente con estudios previos realizados en el Pirineo, a partir de la cual se puede decir que la cota de recarga de este acuífero está comprendida aproximadamente entre los 1250 y 1300 m de altitud.

A pesar de la gran incertidumbre que conlleva definir unos límites hidrogeológicos en un acuífero kárstico, es posible indicar que los límites hidrogeológicos de este acuífero están delimitados al E por el contacto de los materiales aflorantes de la Formación Calizas de Guara (Eoceno) y las calizas de la Formación Adraén y Bona (Cretácico superior) con las arcillas y yesos del Triásico. El límite N vendría dado por el cabalgamiento de Santo Domingo-Guara, que pone en contacto los materiales carbonatados (Eoceno y Cretácico) con las arcillas y yesos del Triásico. El límite S correspondería al retrocabalgamiento de San Julián, continuando por la charnela del cabalgamiento de bloque superior asociado al frente de cabalgamiento surpirenaico hasta la falla normal que pone en contacto las areniscas y lutitas del Mioceno con las calizas de la Formación Guara. Finalmente, al O, el acuífero está delimitado por las margas de la Formación Arguis e hipotéticamente por la divisoria de aguas de la subcuenca hidrográfica del barranco Molón, relacionado con el espesor de los conglomerados y areniscas del Mioceno en contacto con las calizas de Guara. La superficie que se obtiene, teniendo en cuenta estos límites, es de unos 10 km² (9,70 km²).

La precipitación promedio en el entorno de Fuenmayor, para el periodo 1977-2011, es de 599 mm/año y la temperatura promedio de 11 °C. El valor promedio de la capacidad de campo obtenida en laboratorio de las muestras de campo recogidas en el área de recarga, es de 0,187 y el del punto de marchitez de 0,122. El espesor de suelo promedio considerado es de 30 cm y no parecen observarse profundidades superiores a 1 m. El balance de agua en suelo realizado para el periodo 1977-2011, suponiendo la no existencia de escorrentía superficial, ha permitido obtener valores de ETR entre los 229 y 402 mm/año (38-67% de la precipitación media anual) y una recarga entre los 197 y 371 mm/año (33-62 % de la precipitación media anual). Al acotar esta incertidumbre según el principio que utilizaron Villarroel y Cuchí (2004), se obtiene una reserva útil entre 32 y 40 mm, y una recarga entre 223 y 240 mm/año (es decir, entre el 35-38 % de la precipitación media anual). Por otra parte, el balance de cloruros realizado ha permitido establecer, aunque con elevada incertidumbre, una recarga de 188 mm/año (30 % de la precipitación media anual) con un error de 152 mm/año (24 %) atribuido a la variabilidad en la composición química en el agua de precipitación. Que la recarga producida esté entre el 30-40 % y la ETR entre el 60-70 % de la precipitación media anual, resulta coherente con una superficie de recarga formada mayoritariamente por suelo (aunque de poco espesor) y vegetación (en su mayoría matorrales subarbustivos). Tan sólo aproximadamente, el 10 % del área de recarga está formada por rocas desnudas donde se produce una recarga directa.

El análisis del hidrograma pone de manifiesto que el acuífero que drena el manantial de Fuenmayor es de tipo kárstico. Presenta un rápido (7-9 horas) e importante aumento de caudal en respuesta a las precipitaciones registradas, aunque drena un caudal base en los periodos de estiaje que no ha llegado a agotarse nunca. El estudio de la curva de recesión según Mangin (1970, 1975), clasifica el manantial de Fuenmayor como tipo IV, con valores medios de los parámetros de $k = 0.15$ e $i = 0.69$. Estos valores se corresponden con un sistema kárstico, complejo y de grandes dimensiones. El valor de k , que le da el carácter kárstico, queda refrendado con otros estudios anteriores utilizando otras técnicas: análisis correlatorio y espectral simple (Villarroel et al., 2004) y por técnicas de identificación de sistemas (Chinarro et al., 2012). La clasificación como sistema complejo y de grandes dimensiones, relacionado con el parámetro i , no concuerda con la superficie estimada para este acuífero (10 km²). Como el valor del parámetro i hace referencia al agotamiento de la decrecida del manantial, es posible interpretar su alto valor mediante la existencia de una zona importante de fisuración

perteneciente a la infiltración lenta y al almacenamiento que controla la decrecida haciéndola algo más lenta. Otra característica a tener en cuenta, en relación con el parámetro i , es que la descarga en el manantial de Fuenmayor no es libre presentando una resistencia hidráulica todavía sin cuantificar.

La dinámica de la temperatura del agua en el manantial de Fuenmayor permite suponer que el agua del acuífero circula a poca profundidad, en la que la influencia de la temperatura externa no ha desaparecido. El estudio de la evolución temporal de la conductividad eléctrica ha permitido establecer tendencias generales a largo plazo en periodos de aguas altas y bajas. El descenso rápido que se observa siempre como respuesta a las precipitaciones parece estar claramente relacionado con el flujo rápido a través de galerías bien desarrolladas en la zona no saturada y saturada del acuífero. El retraso entre la bajada de conductividad con respecto a la reacción del caudal pone de manifiesto que la galería de salida de Fuenmayor está en carga y se produce un “efecto pistón” en los eventos de lluvia.

El análisis horario de la química del agua ha permitido observar por primera vez que la disminución de la conductividad eléctrica está relacionada con el descenso puntual de los iones HCO_3^- y Mg^{2+} , aunque con un ligero aumento del ion Ca^{2+} . El descenso de Mg^{2+} podría corroborar la rápida llegada de agua a través del flujo rápido de la zona no saturada e infiltrada rápidamente a través de lapiaz y sumideros. El ascenso de la conductividad eléctrica en el agua del manantial al comenzar el efecto de la lluvia, parece estar relacionado con una mayor disolución de la roca debido al aumento de la $p\text{CO}_2$ aportado por el suelo. Se descarta la conexión de este acuífero con otro más salino y con el aporte de agua almacenada en la zona no saturada o zona saturada. De esta forma, y a pesar de la baja mineralización del agua drenada por el manantial de Fuenmayor (iones HCO_3^- y Ca^{2+} , Mg^{2+} en mucha menor proporción) y las ligeras tendencias observadas en la evolución química e isotópica, parece posible explicar el funcionamiento de este acuífero según el modelo definido por Barberá et al., 2011. Es decir, durante los periodos de aguas altas, la concentración de los iones Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , disminuye, y el HCO_3^- y Ca^{2+} aumentan debido a la disolución de la roca carbonatada en la zona no saturada. Durante los periodos de aguas bajas y debido a un posible mayor tiempo de residencia del agua en la zona saturada, se observa que los iones HCO_3^- y Ca^{2+} permanecen constantes y el ion Mg^{2+} aumenta ligeramente. Durante los periodos de aguas altas, aumenta el flujo rápido por los conductos kársticos saturados (la línea epifreática se eleva) y existe una transmisión de agua hacia las fracturas y fisuras (almacenamiento). Durante el periodo de aguas bajas las fracturas y fisuras drenan el agua almacenada hacia los conductos kársticos hasta la descarga por el manantial (flujo lento).

A modo de resumen, se puede concluir que el acuífero kárstico de Fuenmayor se emplaza principalmente en las calizas de la Formación Guara y presenta una superficie de recarga de unos 10 km^2 . Sus límites hidrogeológicos están controlados por las características hidrogeológicas de los materiales así como por la complejidad geológico-estructural característica de las Sierras Exteriores. La mayor parte del área de recarga se caracteriza por la presencia de suelo, aunque de escaso espesor, por lo que la ETR es ligeramente superior a la recarga. Durante los periodos con menor precipitación, el agua queda retenida en el suelo y/o en el epikarst, favoreciendo la evapotranspiración y no llegando a alcanzar el acuífero. En este periodo, el agua del manantial proviene del agua almacenada en las fisuras y pequeñas fracturas existentes en la zona saturada del acuífero. En periodos húmedos, una vez recuperado el almacenamiento de agua en superficie (suelo y/o epikarst), existen vías preferenciales de flujo a

través tanto de la fracturación como de los planos de estratificación que producen una muy rápida respuesta en el manantial (7-9 horas). Todo ello, unido a los balances hídricos realizados así como a los escasos datos de tritio analizados, ponen de manifiesto que este acuífero presenta una relativa baja capacidad de regulación y por lo tanto, resulta vulnerable frente a posibles cambios climáticos (aumento de la temperatura y/o descenso en las precipitaciones). Este comportamiento podría ser extrapolable a otros manantiales kársticos asociados a estos mismos materiales en otros sectores de la Sierra de Guara.

- Agnew, C.T. y Chappell, A. (1999). Drought in the Sahel. *GeoJ.*, **48** (4), 299-311.
- Ahr, W.M., Allen, D., Boyd, A., Bachman, H.N., Smithson, T., Clerk, E.A., Gzara, K., Hassall, J.K., Murty, C.R.K., Zubari, H. y Ramamoorthy, R. (2005). Confrontando el intrincado tema de los carbonatos. *Oildfield Rev.*, **17** (1), 20-43.
- Akbar, M., Vissapragada, B., Alghamdi, A.H., Allen, D., Herron, M., Carnegie, A., Dutta, D., Olesen, J.M., Choursasiya, R.D., Logan, D., Stief, D., Netherwood, R., Russell, S.D. y Saxena, K. (2001). Evaluación de yacimientos carbonatados. *Oildfield Rev.*, **12** (4), 20-43.
- Alastrué, E. (1953). El Cuaternario de la comarca de Ejea de los Caballeros. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, **32**, 3-16.
- Alastrué, E., Almela, A. y Ríos, J.M. (1957). *Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Huesca, E. 1:200.000*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 253 pp.
- 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., Cantón, Y., Contreras, S., Were, A., Serrano-Ortiz, P., Puigdefábregas, J., Solé-Benet, A., Custodio, E. y Domingo, F. (2011). Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain. *Environ. Earth Sci.*, **62** (3), 541-557.
- Almela, A. y Ríos, J.M. (1950a). *Mapa Geológico de España 1:50:000, serie antigua, hoja nº 247 (Ayerbe)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 55 pp, 1 mapa.
- Almela, A. y Ríos, J.M. (1950b). *Mapa Geológico de España 1:50.000, serie antigua, hoja nº 249 (Alquézar)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 58 pp, 1 mapa.
- Almela, A. y Ríos, J.M. (1951a). *Mapa Geológico de España 1:50.000, serie antigua, hoja nº 248 (Apiés)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 94 pp, 1 mapa.
- Almela, A. y Ríos, J.M. (1951b). Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. I Congreso Internacional del Pirineo del Instituto de Estudios Pirenaicos, Zaragoza. *Geología*, **3**, 327-350.
- Andreo, B. (1997). *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España)*. SPUMA-CHS, Málaga, 489 pp.
- Andreo, B., Carrasco, F. y Cruz-Sanjulián, J.J. (1992). Contribución al conocimiento hidrodinámico del sistema carbonatado drenado por el manantial de Coín (Málaga). *Hidrogeol. y Recur. Hidrául.*, **15**, 775-782.
- Andreo, B., Carrasco, F., Mangin, A., Antigüedad, I. y Vadillo, I. (1996). El análisis correlatorio y espectral aplicado al sistema carbonatado Alpujárride de Torremolinos (Sierra de Mijas, Málaga). En: *Recursos hídricos en regiones kársticas*, 233-247.
- Andreo, B., Carrasco, F. y Sanz de Galdeano, C. (1997). Types of carbonate aquifers according to the fracturation and the karstification in a southern Spanish area. *Environ. Geol.*, **30** (3/4), 163-173.
- Andrieux, C. (1976). Le système karstique du Baget 2. Geothermie des eaux à l'exutoire principal selon les cycles hydrologiques 1974 et 1975. En: *Deuxième Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire*, Besançon, 1-26.
- Andrieux, C. (1978). Les enseignements apportés par la thermique dans le karst. Le karst: son originalité physique, son importance économique. *Colloque de Tarbes, Association des Géologues du SudOeste (AGSO)*, 48-63.

- Angeli, B. (1976). Exemples pratiques d'études des températures des eaux profondes et de surface dans le cadre de recherches d'eau. *2e Coll. Hydrol. Pays Calcaire*, **25**, 3ème série. Univ. Besançon.
- Angelini, P. (1997). Correlation and spectral analysis of two hydrogeological systems in central Italy. *Hydrol. Sci.*, **42** (3), 425-438.
- Antigüedad, I. (1986). *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal. Contribución a la investigación de los acuíferos kársticos*. Tesis Doctoral. Universidad de País Vasco (España), 337 pp.
- Antigüedad, I., Morales, T. y Uriarte, J.A. (2007). Los acuíferos kársticos. Casos del País Vasco. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **15** (3). Monográfico: Las Aguas Subterráneas 325-332.
- Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 858 pp.
- Arqued, V., Almunia, A. y Ortiga, M. (1986). Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés. *XI Congreso Español de Sedimentología. Resumen de Comunicaciones*, **15**. Barcelona
- Atkinson, T.C. (1977a). Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones. *J. Hydrol.*, **35**, 111-123.
- Atkinson, T.C. (1977b). Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. Hydrol.*, **35**, 93-100.
- Atkinson, T.C., Smith, D.I., Lavis, J.J. y Whitaker, R.J. (1973). Experiments in tracing underground waters in limestones. *J. Hydrol.*, **19**, 323-349.
- Badía, D., (Coord.) (2011). *El suelo, epidermis viva de la tierra*. Programa de cooperación IES Pirámide-EPSH (Universidad de Zaragoza), Huesca, 68 pp.
- 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 Marie Curie, París, 269 pp.
- Bakalowicz, M. (1994). Water geochemistry: water quality and dynamics. En: *Groundwater ecology* (Stanford, J., Gibert, J. y Danielopol, D., eds.). Academic Press, 97-127.
- Bakalowicz, M. (2004). The epikarst, the skin of karst. En: *The Epikarst Conference* (Jones, W.K., Culver, D.C. y Herman, J.S., eds.), *Karst Water Institute Special Publication*, **9**, The Karst Water Institute, Shepherdstown, WVA, 16-22.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for a new resource. *Hydrogeol. J.*, **13**, 148-160.
- Bakalowicz, M., Blavoux, B. y Mangin, A. (1974). Apports du tracage isotopique naturel a la connaissance du fonctionnement d'un système karstique-teneirs en oxygene-18 de trois systèmes des Pyrenees, France. *J. Hydrol.*, **23**, 141-158.
- Barberá, J.A. y Andreo, B. (2011). Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records. *Environ. Earth Sci.*, **65**, 2337-2349.
- Barrère, P. (1951). La morphologie des Sierras Oscenses. *Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos. Instituto de Estudios Pirenaicos*, **5**, 51-79.
- Barrère, P. (1962). Reliefs mur perches de la Navarre Orientale. *Revue Géographique des Pyrénées et Sud-Ouest*, **33**, 26-40.

- Benavente, J., Pulido-Bosch, A. y Mangin, A. (1985). Application of correlation and spectral procedures to the study of discharge in a karstic system (Eastern Spain). In: *Karst Water Resources*. IAHS Publ., **161**, 67-75.
- Benavente, J. y Sanz de Galdeano, C. (1999). La fracturación de los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico. En: *Karst en Andalucía* (Durán, J.J. y López Martínez, J., eds.). ITGE, Madrid, 41-47.
- Biro, P. (1937). *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Tesis Doctoral. Universidad de Paris, 315 pp.
- Blaboux, B., Burger, A., Chauve, P. y Mudry, J. (1979). Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dym.*, **21** (4), 295-306.
- Bomer, B. (1957a). Le Piemont de Huesca. *Livret-guide de l'excursion Pyrénées. V Congrès International INQUA*, 99-101.
- Bomer, B. (1957b). Grands traits structuraux morphologiques du Bassin de l'Ebro. *Livret-guide de l'excursion Pyrénées. V Congrès International INQUA*, 101-104.
- Bomer, B. (1979). Les piedmonts du Bassin de l'Ebre (Espagne). *Mediterranee*, **3**, 19-25.
- Bonacci, O. (1987). *Karst Hydrology. With special reference to the dynamic karst*. Editorial Springer-Verlag, Berlin, 184 pp.
- Bonacci, O. (1993). Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *Hydrol. Sci. - J. Sci. Hydrol.*, **38** (1), 51-62.
- Bonacci, O. y Jelin, J. (1988). Identification of a karst hydrological system in the Dinaric karst (Yugoslavia). *Hydrol. Sci. J.*, **33** (5), 483-497.
- Burdon, D.J. y Papakis, N. (1963). *Handbook of karst hydrology*. United Nations Special Fund, Institute for Geology and Subsurface Research, Athens, Greece, 276 pp.
- Burguer, A. (1983). *Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura*. Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux, Zurich, 533-583.
- Calvo, R. (2012). *Análisis geológico estructural y sus implicaciones hidrogeológicas en el entorno de San Julián de Banzo (Sierras Marginales Pirenaicas, Huesca)*. Trabajo de fin de Máster en Ingeniería de Medio Ambiente. Universidad de Zaragoza. 12 pp.
- Camara, P. y Klimowitz, J. (1985). Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, **41**, 391-404.
- Canudo, J.I., Malagón, J., Meléndez, A., Millán, H., Molina, E. y Navarro, J.J. (1991). Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, **9**, 81-84.
- Cardoso da Silva, G. (1997). *Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 376 pp.
- Carrasco, F., Jiménez, P., Andreo, B., López Chicano, M., Marín, A., Liñán, C. y Vadillo, I. (2001). Estudio comparativo preliminar del funcionamiento hidrogeológico de varios acuíferos carbonatados de la Cordillera Bética. *Hidrogeol. y Rec. Hidrául.*, **23**, 381-391.
- Carrera, J. y Saaltink, M. W., 2002. *Balance de agua en el suelo. Métodos hidrometeorológicos*. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 39 pp.
- Castán, A.C. (2006). *Comarca de la Hoya de Huesca*. Diputación General de Aragón. Gobierno de Aragón, 395 pp.

- Castany, G. (1967). *Traité Pratique des Eaux Souterraines*. Paris. Ed. Dunod, 657 pp.
- Chauvelier, F. (1990). *La repoblación forestal en la provincia de Huesca y sus impactos geográficos*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 34, 164 pp.
- Chinarro, D., Villarroel, J. L. y Cuchí, J. A. (2012). Wavelet analysis of Fuenmayor karst spring, San Julián de Banzo, Huesca, Spain. *Environ. Earth Sci.*, **65** (8), 2231-2243.
- Cruz-Sanjulián, J.J., García-Latorre, F. e Ibarra, V. (1986). Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): su caracterización a partir del análisis del hidrograma. *Bol. Geol. Min.*, **97**, 782-792.
- Cuchí, J.A. y Sancho, C. (1990). *El karst en la provincia de Huesca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 189 pp.
- Cuchí, J.A., Manso, J.A., Subias, M. y Buera, J. (1999). *Hidroquímica de la Sierra de Guara*. Patronato de la Cueva de Nerja (Navarra).
- Cuchí, J.A., Villarroel, J.L. y Manso, J.A. (2002). Características del manantial de Fuenmayor (San Julián de Banzo, Huesca). *Geogaceta*, **3**, 125-128.
- Cuchí, J.A., Villarroel, J.L., Carceller, T. y Azcón, A. (2006). Comportamiento del manantial de Fuenmayor (San Julián de Banzo, Huesca) durante la sequía de 2005. En: *Karst, cambio climático y aguas subterráneas* (Durán, J.J, Andreo, B. y Carrasco, F., eds.). *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas*, **18**, 135-143.
- Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica* (J. Samper, ed.). ITGE, 83-109.
- Custodio, E. (1998). Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Bol. Geol. Min. Esp.*, **109** (4), 13-29.
- Custodio, E. (2009). Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. *Bol. Geol. Min. Esp.*, **120** (4), 631-640.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega. Segunda Edición. Barcelona, 2 Vols: 1-2350.
- Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J. (eds.) (1997). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Asociación Internacional de Hidrogeólogos-Grupo Español. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-455.
- Cvijic, J. (1893). Das Karstphänomen. Versuch einer geographischen Morphologie (Karst phenomena. Geographical morphology). *Geogr. Abhandlungen von A. Penck*, Vienna, **V**, 3, 217-230.
- Cvijic, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. (Underground hydrography and morphological evolution of karst). *Recueil des Travaux de l'Institut de Géographie Alpine*, Grenoble, **6**, 375-429.
- Dalloni, M. (1910). Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **19**, 436 pp.
- De Federico, A. (1981). La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Aínsa. *Publ. de Geología de la Universidad de Barcelona*, **12**, 271 pp.
- De Vries, J. y Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.*, **10** (1), 5-17.

- Denic-Jukic, V. y Jukic, D. (2003). Composite transfer functions for karst aquifers. *J. Hydrol.*, **274**, 80-94.
- Doerfliger, N., Jeannin, P. y Zwahlen, F. (1966). Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environ. Geol.*, **39** (2), 165-176.
- Doerfliger, N. y Zwahlen, F. (1998). *Cartographie de la vulnérabilité en régions karstiques (EPIK)*. Office fédérale de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), Berne, 57 pp.
- Drogue, C. (1969). *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karst péri méditerranéens*. Tesis Doctoral, Univ. Montpellier (Francia). 462 pp.
- Drogue, C. (1972). Analyse statistique des hydrogrammes de décharges des sources karstiques. *J. Hydrol.*, **16**, 49-68.
- Drogue, C. (1980). Essai d'identification d'un type de structure de mégaséquences carbonatées, fissurées. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mem. Soc. Géol. France*, **2**, 101-108.
- Durán, J.J., López, J. y Vallejo, M. (eds.) (1998). *Distribución, caracterización y síntesis evolutiva del karst en Andalucía*. Karst en Andalucía. Instituto Tecnológico Geominero de España, 13-19.
- Durán, J.J., Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J. A., Carrasco, F. y Jiménez, P. (2004). Clasificación de acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética según la tasa de recarga. *Bol. Geol. Min.*, **115** (2), 199-210.
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *J. Hydrol.*, **7** (2), 178-197.
- Escuder, R. (2009). *Hidrogeología: Conceptos básicos de hidrología subterránea* (Comisión docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea (Escuder, R. et al.), eds.). FCIHS, Barcelona, 768 pp.
- Espinosa, S., Custodio, E., Alcalá, F.J. y Lambán, L.J. (2012). Estimación de la recarga por el método de balance de la deposición de cloruro atmosférico en el Baix Ebre, Cataluña, España. *7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Donostia-San Sebastián.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O. y Marzo, M. (2004). Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **88** (8), 1049-1068.
- Fiorillo, F. y Doglioni, A. (2010). The relation between karst spring discharge and rainfall by cross-correlation analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeol. J.*, **18** (8), 1881-1895.
- Ford, D.C. y Williams, P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. London, 601 pp.
- Freeze, R.A., y Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, 604 pp.
- Friend, P., Slater, M.J. y Williams, R.C. (1979). Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. of London*, **136**, 39-46.
- GA (Gobierno de Aragón) (2007). *Atlas climático de Aragón*. Gobierno de Aragón (Departamento de Medio Ambiente), 222 pp.
- Garay, P. (2002). Tipología de acuíferos kársticos basada en el análisis de correlación y espectral de sus descargas naturales: una propuesta de revisión y ampliación de la clasificación de Mangin. En: *Karst and Environment* (Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B., eds). Patronato Cueva de Nerja. Nerja, 99-104.

- García, J.M. y Creus, J. (1974). Aproximación a las terrazas del río Gállego a partir de sus afluentes. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, **2**, 39-46.
- García, J.M. y Ruiz, E. (1977). Sobre unos depósitos de ladera al Sur de San Juan de la Peña (Prepirineo aragonés). *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, **6**, 79-84.
- Gárfias-Soliz, J., Llanos-Acebo, H. y Martel, R. (2010). Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers. *Hydrol. Process.*, **24** (3), 300-316.
- Garrido, A. (1972). Precisiones sobre la mise en place del manto de Gavarnie en el borde N del valle del Ebro (región de Barbastro, provincia de Huesca). *Acta Geol. Hisp.*, **VII**, 2, 50-52.
- Gillieson, D. (2009). *Cave Hydrology*. Blackwell Publishing Ltd., 14-58.
- Goldscheider, N., Haller, L., Poté, J., Wildi, W. y Zopfi, J. (2007). Characterizing water circulation and contaminant transport in Lake Geneva using bacteriophage tracer experiments and limnological methods. *Environ. Sci. & Technol.*, **41** (5), 5252-5258.
- González-Ramón, A., Delgado, A. y Mudarra, M. (2011). Análisis de la respuesta a la recarga en carbonatos alpujárrides mediante el estudio hidrodinámico, hidroquímico e isotópico del manantial del Carcabal (La Peza, Granada). *Bol. Geol. Min. Esp.*, **122** (1) 93-108.
- Grasso, D.A. y Jeannin, P.Y. (1994). Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). *Bull. du Cent. d'Hydrogéol.*, **13**, 87-113.
- Grillot, J.C. (1979). *Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance*. Tesis Doctoral. U.S.T.L. Montpellier, 212 pp.
- Grund, A. (1903). Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien. (Karst hydrology. Studies in western Bosnia). *Geogr. Abhandlungen von A. Penck*, Leipzig, **VII**, 3, 1-201.
- Halihan, T., Sharp Jr., J.M. y Mace, R.E. (1999). Interpreting flow using permeability at multiple scales. En: *Karst Modeling* (Palmer, A.N., Palmer, M.V. y Sasowsky, I.D., eds), *Waters Karst Institute Special Publication*, **5**, 82-96.
- Hanshaw, B.B. y Back, W. (1979). Major chemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *J. Hydrol.*, **43**, 287-312.
- Hickey, J.J. (1984). Field testing the hypothesis of Darcian flow through a carbonate aquifer. *Ground Water*, **22**, 544-547.
- Hirst, J.P.P. (1983). *Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. of Cambridge, 247 pp.
- Holl, J.E. y Anastasio, D.J. (1993). Paleomagnetically derived folding rates southern Pyrenees, Spain. *Geology*, **21**, 271-274.
- Hu, C., Hao, Y., Yeh, T.-C.J., Pang, B. y Wu, Z. (2008). Simulation of spring flows from a karst aquifer with an artificial neural network. *Hydrol. Process.*, **22** (5), 596-604.
- Ibarra, P. (2004). La diversidad edáfica del territorio Aragonés. En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M., eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 41-53 pp.
- IGME-GHUMA (2003). *Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética*. 3 tomos.
- ITGE (1992). *Mapa Geológico Nacional 1:50000, serie MAGNA. Memoria y hoja nº 248 (Apiés)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid (inédito).

- ITGE (1995). *Informe complementario del Mapa Geológico de Apiés. Hidrogeología de la hoja de Apiés (29-11)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 58 pp. Inédito.
- Jacquet, J. (1971). Aspects généraux de la représentation mathématique des phénomènes en hydrologie de surface. *La Houille Blanche*, **2**, 105-110.
- Jeannin, P.Y. y Grasso, D. (1995). Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bull. d'Hydrogéol.*, **14**, 95-111.
- Jeannin, P.Y. y Sauter, M. (eds.) (1998). *Modelling in karst systems, 6th Conf. on Limestone Hydrology and Fissured Media*, 65 pp.
- Jennings, J.N. (1985). Cave and Karst Terminology. En: *Australian Karst Index* (Matthews, P.G., ed). ASF Broadway, **14**, 1-13.
- Jiménez, P. (2010). *Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 386 pp.
- Jiménez, P., Andreo, B., Durán, J.J., Carrasco, F., López-Geta, J.A., Vadillo, I. y Vázquez, M. (2001). Estudio hidrodinámico del manantial del Tempul (Sierra de las Cabras, Cádiz, Sur de España). *Bol. Geol. Min.*, **112** (2), 85-102.
- Jiménez, P., Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J. y López-Geta, J.A. (2002). Caracterización de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de su respuesta hidrodinámica. En: *Karst and Environment* (Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B., eds.), 105-113.
- Jiménez, P.A., Andreo, B. y Carrasco, F. (2003). Análisis de la descarga del Sector Nororiental de la Unidad Hidrogeológica de Líbar (Provincias de Málaga y Cádiz, Sur de España). *Actas de las I Jornadas Luso-Españolas As Águas Subterrâneas no sul da Península Ibérica, Faro (Portugal)*, 107-116.
- Johnston, C.D. (1987). Preferred water flow and localised recharge in a variable regolith. *J. Hydrol.*, **94** (1-2), 129-142.
- Karanjac, J. y Altug, A. (1980). Karstic spring recession hydrograph and water temperature analysis: Oymapinar Dam Project, Turkey. *J. Hydrol.*, **45**, 203-217.
- Katzer, F. (1909). *Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel*, Sarajevo, 8.
- Kaufmann, G., Romanov, D. y Hiller, T. (2010). Modeling three-dimensional karst aquifer evolution using different matrix-flow contributions. *J. Hydrol.*, **388** (3-4), 241-250.
- Kiraly, L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. En: *Hydrogeology of karstic terrains* (Burger, A. y Dubertret, L., eds). IAH, 53-67.
- Kiraly, L. (2005). Karstification and groundwater flow. En: *Evolution of karst: from prekarst to cessation* (Gabrovsek, F., ed.). Založba ZRC, Postojna-Ljbljana, 155-190.
- Kiraly, L. y Morel, G. (1976). Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bull. Centre Hydrogéol.* Neuchâtel, **1**, 37-60.
- Kiraly, L., Perrochet, P. y Rossier, Y. (1995). Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bull. d'Hydrogéol.*, **14**, 1999-1220.
- Klimchouk, A.B. y Ford, D.C. (2000). Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. En: *Speleogenesis: evolutions of karst aquifers* (Dreybott, W., ed.). National Speleological Society, Huntsville, USA 54-64.

- Korkmaz, N. (1990). The estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. *Hydrol. Sci. J.*, **35** (2), 209-217.
- Labat, D., Ababou, R. y Mangin, A. (2000). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *J. Hydrol.*, **238**, 123-148.
- Lacas, J.L. (1976). *Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques d'après l'exemple du site de l'exurgence de la source de Lez (Hérault-France)*. Tesis Doctoral. Univ. Montpellier, 68 pp.
- Lambán, L.J. (1999). *Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana)*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 300 pp.
- Lasierra, M. (1955). *Informe sobre el abastecimiento de aguas a la ciudad de Huesca*. Ayuntamiento de Huesca, 18 pp.
- Lerner, D. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeol. J.*, **10** (1), 143-152.
- Lerner, D.N., Issar, A. S. y Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge*. International. I.H.A., Hannover, 345 pp.
- Leymerie, A. (1865). Note sur l'étage garumnien. *Bull. de la Soc. Géol. de Fr.*, XXII (2), 362.
- Liñán, C. (2005). *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad de Yunquera-Nieves (Málaga)*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 321 pp.
- Liso, M. y Ascaso, A. (1969). *Introducción al estudio de la evapotranspiración y clasificación climática de la cuenca del Ebro*. Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC). 523 pp.
- Llanos, H. (1992). *Estudio hidrogeológico de la unidad de Urbasa, montes de Vitoria, Treviño y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco (España), 334 pp.
- Llanos Acebo, H. (2001). Estudio hidrodinámico del Karst de la sierra de Entzia (país vasco) con base en el análisis de las curvas de recesión de los hidrogramas de los principales surgencias. *ITSON DIEP*, III (julio-diciembre), 5-17.
- López Chicano, M. (1992). *Hidrogeología del acuífero kárstico de Sierra Gorda*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España), 429 pp.
- Maillet, O. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.
- Mallada, L. (1987). *Geología de la provincia de Huesca. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Madrid, 559 pp.
- Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Spéléol.*, **25** (3), 581-610.
- Mangin, A. (1971). Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéléol.*, **26** (2), 283-329.
- Mangin, A. (1974). Notions des systèmes karstiques. *Spelunca Mém.*, **8**, 85-86.
- Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral. Sciences Naturelles, Universidad de Dijon (Francia). En: *Ann. Spéléol.*, **29** (23): 283-332; **229** (284): 495-601; **230** (281): 221-124.
- Mangin, A. (1982). L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunión Monográfica sobre el karst, Larra* (España), 141-157.

- Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrol.*, **67**, 25-43.
- Mangin, A. y Pulido-Bosch, A. (1983). Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos. *Tecniterrae*, **51**, 53-56.
- Mangin, A. y Pulido-Bosch, A. (1991). Identification of the overexploitation of karstic aquifers using the statistical treatment of times series. *XXIII AIH Congress (Puerto de la Cruz)*, **I**, 65-72.
- Marrero Díaz, R. (2010). *Modelo Hidrogeoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona (España), 172 pp.
- Marsaud, B. (1996). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. (Structure and functioning of the saturated zone of karsts from experimental results)*. Tesis Doctoral, Paris XI, Orsay, 305 pp.
- Marsaud, B. (1997). L'interprétation des essais de pompage adaptée aux aquifères karstiques. (Interpretation of pumping tests adapted to karst aquifers). *Hydrogéologie*, **3**, 31-42.
- Martel, E.A. (1894). *Les Abîmes*. Paris, Librairie Charles Delagrave, 580 pp.
- Martel, E.A. (1936). *Les Grands Causses (Les Causses majeurs)*. Millau, Artières et Maury, 510 pp.
- Martín Donayre, F. (1873). *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Madrid, 126 pp.
- Martínez Peña, M.B., Casas, A. y Millán, H. (1995). Paleostress associated with thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *J. Geol. Soc.*, **152**, 353-364.
- 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. Departamento de Geodinámica, 536 pp.
- Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F., Cruz-Sanjulián, J. y Rubio, J. (2009). Analysis of groundwater mining in two carbonate aquifers in Sierra de Estepa (SE Spain) based on hydrodynamic and hydrochemical data. *Hydrogeol. J.*, **17** (7), 1617-1627.
- Mathevet, T., Lepiller, M.I. y Mangin, A. (1999). Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **8** (6), 1051-1064.
- McElroy, R. (1990). *Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain*. Tesis Doctoral. University of Cambridge, 175 pp.
- Mckee, T.B., Doesken, N.J. y Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, 17-22.
- Meus, P. y Ek, C. (1999). Tracing technique as a contribution to karstology: past experiences, new directions. *1st Nerja cave Geology Symposium*, Málaga.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-herynian deposits in the south-central Pyrénées, Spain. *Leidse Geolog. Meded.*, **41**, 221-228.
- Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Millán, H. (2006). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 53. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca, 398 pp.

- Millán, H., Casas, A. y Navarro, J.J. (1991). Estudio preliminar de la fracturación a escala microestructural en las Sierras Marginales aragonesas. *Geogaceta*, **9**, 42-44.
- Millán, H., Parés, J.M. y Pocoví, A. (1992). Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las sierras marginales aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *III Congreso Geología de España. Simposios*, **2**, 140-149.
- Millán, H., Aurell, M. y Meléndez, A. (1994). Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain). A case study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, **41**, 1001-1024.
- Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A. (1995). El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y priegues de despegue. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **8** (1-2), 73-90.
- Miserez, J.J. (1973). *Géochimie des eaux du karst Jurassien. Contribution phisico-chimique a l'étude des altérations*. Thèse Sci. Nat. Univ. Neuchâtel, 313 pp.
- Mochales, T., Pueyo, E. L., Casas, A. M., Barnolas, A. y Oliva-Urcia, B. (2010a). Kinematics of the Boltaña anticline (southern Pyrenees) from the AMS analysis of its pre- and syn-tectonic piles. *Geol. J.*, **45**, 562-581.
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M. y Barnolas, A. (2010b). Kinematic approach by means of AMS study in the Boltaña anticline (southern Pyrenees). *Trabajos de Geol.*, **30** (1), 87-95.
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. y Barnolas, A. (2012a). Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, **35**, 2-16. doi:10.1016/j.jsg.2011.11.009.v.
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M. y Ramajo, J. (2012b). Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geol. Soc. Am. Bull.* doi:10.1130/B30418.1.
- Moescheler, P., Müller, I. y Schotterer, U. (1982). Les organismes vivants, indicateurs naturels dans l'hydrodynamique du karst, confrontés aux données isotopiques, chimiques et bacteriologiques, lors d'une crue de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse). *Beitr. Geol. Schweiz. Hydrol.*, **28**, 213-224.
- Monaj, D. (2003). *Interacción agua-roca en casos concretos del Prepirineo Altoaragonés*. Proyecto Fin de carrera. Ingeniero Químico. Universidad de Zaragoza.
- Montserrat, J.M. (1986). Flora y vegetación de la Sierra de Guara (Prepirineo Aragonés). DGA, Departamento de Agricultura, Ganadería y Montes. *Naturaleza en Aragón*, **1**, 59 pp.
- Moore, P.J., Martin, J.B. y Sreaton, E.J. (2009). Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *J. Hydrol.*, **376**, 443-455.
- Moral, F. (2005). *Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Tesis Doctoral. Universidad Pablo de Olavide (España), 580 pp.
- Morales, T. (1991). *Estudio hidrogeológico de la Zona Norte de Vizcaya*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, 503 pp.
- Mudarra, M.A. y Andreo, B. (2010). Hydrogeological functioning of a karst aquifer deduced from hydrochemical components and natural organic tracers present in spring waters. The case Yedray Spring (Southern Spain). *Acta Carsológica*, **39/2**, 261-270.
- 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). *J. Hydrol.*, **397**, 263-280.

- Mudry, J. (1987). *Use of physical and chemical natural tracing for the hydrogeological knowledge of carbonate aquifers*. University of France Comté, Besançon, France.
- Mudry, J., Kiraly, L. y Muller, I. (1979). Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura suisse et franc-comtois. *Bull. Cent. d'Hydrogéol.*, **3**, 183-221.
- Mugerza, I. (2001). *Estudio hidrogeológico de la Unidad Hidrogeológica Kárstica de Albiztur (Gipuzkoa). Establecimiento de una metodología para la evaluación y cartografía de la vulnerabilidad intrínseca en acuíferos kársticos*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco (España), 406 pp.
- Müller, I., Schotterer, V. y Siegenthaler, U. (1982). Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamique des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées. *Eclogae geol. Helv.*, **75** (1), 65-75.
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J. y Poblet, J. (2013). The Ainsa Fold and Thrust Oblique Zone of the Central Pyrenees: Kinematics of a Curved Contractional System from Paleomagnetic and Structural Data. *Tectonics*. (in press)
- Murphy, E.M., Ginn, T.R. y Phillips, J.L. (1996). Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: evaluation of the chloride mass balance technique. *Water Resour. Res.*, **32** (9), 2853-2868.
- Nadler, A., Magaritz, M., Mazor, F. y Kafri, U. (1980). Kinetics of chemical processes in a carbonate aquifer: A case study of water-rock interaction in the aquifer of western and central Galilee (Israel). *J. Hydrol.*, **45**, 39-56.
- Newson, M. (1973). The hydrology of limestone caves. *Cave Sci. J. Brit. Speleol. Assoc.*, **50**, 1-12.
- Nichols, G.J. (1984). *Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragón, Spain*. Tesis Doctoral. Univ. of Cambridge, 243 pp.
- Oliva Urcia, B. (2000). *Estructura y cinemática del frente surpirenaico en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 100 pp.
- Padilla, A. (1990). *Modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 267 pp.
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A. y Mangin, A. (1994). Relative Importance of Baseflow and Quickflow from Hydrographs of Karst Spring. *Ground Water*, **32** (2), 267-277.
- Padilla, A. y Pulido-Bosch, A. (1995). Study of Hydrographs of Karstic Aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *J. Hydrol.*, **168**, 73-89.
- Panzer, W. (1926). Talentwicklung und Eiszeitklima im nordostlichen Spanien. *Abhand. den Senckenberg. Naturs. Ges.*, Bd. **39**, Heft 2, 141-182.
- Pascual, I. (1974). *Estudio hidrogeológico de la surgencia kárstica de Fuenamyor (San Julián de Banzo)*. Tesis de licenciatura, Universidad de Barcelona, 54 pp., 1 mapa.
- Penck, A. (1903). *Über das Karstphänomen. (On karst phenomena)*. Verbreit. Naturwis. Kenntniss, Vienne, 1.
- Poblet, J. y Hardy, S. (1995). Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Águila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *J. Struct. Geol.* **17**, 1707-1724.
- Pocoví, A., Millán, H., Navarro, J.J., Martínez, M.B., Cuchí, J.A. y Malagón, J. (1990). La Chasa de Rodellar desde el punto de vista de la Geología Estructural. *Mallada*, **2**, 199-220.

- Pueyo, E.L. (2000). *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 296 pp.
- Pueyo, E.L., Millán, H., Parés, J. M. y Pocoví, A. (1999). Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas: datos magnetotectónicos. *Acta Geol. Hisp.*, **32**, 237-256.
- Pueyo, E.L., Millán, H. y Pocoví, A. (2002). Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sediment. Geol.*, **146**, 191-208.
- Pueyo, E.L., Parés, J.M., Millán, H. y Pocoví, A. (2003). Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (A case studied in the Southern Pyrenees). En: *Paleomagnetism applied to tectonics; a tribute to Rob Van der Voo* (Mac Niocaill, C., Torsvik, T. H. y van der Pluijm, B. A., eds). *Tectonophysics*, **362** (1-4), 345 – 366.
- Pueyo, E.L., Pocoví, A., Millán, H. y Sussman, A. (2004). Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. Special Publication on Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses (Weil, A. y Sussman, A., eds). *Geol. Soc. Am.*, **383**, 57- 71.
- Puigdefàbregas, C. (1975). La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, **104**, 1-188.
- Puigdefàbregas, C. y Soler, M. (1973). Estructura de las Sierras Exteriores pirenaicas en el corte del río Gállego (provincia de Huesca). *Pirineos*, **109**, 5-15.
- Pulido-Bosch, A. (1979). *Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante)*. Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria (España). Memoria del IGME nº 95, 410 pp.
- Pulido-Bosch, A., Marsily, G. y Benavente, J. (1987). Análisis de la descarga del Torcal de Antequera mediante deconvolución. *Hidrogeología*, **2**, 17-28.
- Querol-Müller, R. (dir) (1990). *Documentos sobre la geología del subsuelo de España. Tomo VI - Ebro, Pirineos*. Madrid: Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Quirantes, J. (1969). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Publicada por la Institución Fernando el Católico (CSIC). Zaragoza (1978), 207 pp.
- Ramonedá, J., Freixes, A., Monterde, M., Morin, J.P. y Gourcy, L. (1999). Los acuíferos kársticos del Parque Natural del Cadí-Moixeró (Pirineo oriental, Cataluña). En: *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico* (Andreo, B., Carrasco, F. y Durán, J.J., eds.), 483-495.
- Reille, J.L. (1971). *Les relations entre tectogèneses et sédimentation sur la versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales*. Tesis Doctoral, Montpellier, 330 pp.
- Ríos, J.M. y Almela, A. (1954a). *Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, hoja nº 208 (Uncastillo), serie antigua*. IGME, 36 pp., 1 mapa.
- Ríos, J.M. y Almela, A. (1954b). *Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, hoja nº 209 (Agüero), serie antigua*. IGME, 42 pp., 1 mapa.
- Rodríguez-Pintó, A. (2013). *Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 176 pp.

- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M., Barnolas, A. y Pocoví, A. (2012). Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **333-334**, 107–120.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Pocoví, A., Ramón, M. J. y Oliva-Urcia, B. (2013a) Structural control on overlapped paleomagnetic vectors: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Phys. Earth and Planet. Inter.* doi: 10.1016/j.pepi.2012.10.005 (in press)
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Barnolas, A., Samsó, J. M. y Pocoví, A. (2013b). The Upper Ypresian-Lutetian in the San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* doi: 10.1016/j.palaeo.2012.10.029 (in press).
- Rodríguez-Vidal, J. (1986). Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte. *Colección de Estudios Altoaragoneses*, **27**, 336 pp.
- Romanov, D., Gabrovsek, F. y Dreybrodt, W. (2003). The impact of hydrochemical boundary conditions on the evolution of limestone karst aquifers. *J. Hydrol.*, **276**, 240-253.
- Rouch, R. (1978). Le système karstique et son unité biologique. Le karst: Son originalité physique, son importance économique. *Colloque de Tarbes, Association des géologues du SudOuest (AGSO)*, 38-47.
- Salvany, J.M. y Bastida, J. (2004). Análisis litoestratigráfico del Keuper surpirenaico central. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **17** (1-2), 3-26.
- Samper, J. (1998). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. *Bol. Geol. Min. Esp.*, **109**, 347-370.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquilla, J. y Travé, A (1994). Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la Cuenca Surpirenaica. *II Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones*, 205-208. Jaca (Huesca).
- Sánchez, J.A. (1988). Los recursos hídricos de las sierras de Guara y sus Somontanos. *Colección de Estudios Altoaragoneses*, Huesca, **27**, 336 pp.
- Scanlon, B., Healy, R. y Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, **10** (1), 18-39.
- Schöeller, H. (1967). Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Proc. Dubrovnik Symp. *Hydrology of Fractured Rocks*, **1**, 3-20.
- Séguret, M. (1970-1972). *Etude tectonique des nappes et series decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Tesis Doctoral, Fac. Sc. de Montpellier (1970). Publ. de l'Univ. des Sc. et Tec. du Languedoc (USTELLA), *Sér. Geol. Struct.*, **2** (1972), 155 pp.
- Selzer, G. (1948). Geología de las sierras surpirenaicas del Alto Aragón. (Traducido del original, Geologie der sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien, Berlín, 1934). *Publ. Extr. Geol. España*. CSIC, Madrid, **IV**, 185-231.
- Sepúlveda, N. (2009). Analysis of Methods to Estimate Spring Flows in a Karst Aquifer. *Ground Water*, **47** (3), 337-349.
- Sharma, M.L. (ed) (1990). *Groundwater Recharge*. Balkema.
- Shroeder, P.R., Dozier, T.S., Zappi, P.A., McEnroe, B.M., Sjoström, J.W. y Peuton, R.L. (1994). *The hydrologic Evaluation of Landfill Performance HELP Model: Engineering Documentation for Version 3*. EPA/600/9-94/168b, U.S. Environmental Protection Agency Risk Reduction Engineering Laboratory. Cincinnati, Ohio.

- Shuster, E.T. y White, W. B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrol.*, **14**, 93-128.
- Simmers, I., Hendrick, J.M.H., Kruseman, G.P. y Rushton, K.R. (1997). Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas. Contribution to Hydrogeology. *19, Intern. Assoc. Hydrogeologist*. Balkema, 1-277.
- Smart, C.C. (1999). Subsidiary conduit systems: a hiatus in aquifer monitoring and modelling. En: *Karst modelling. Symposium proceedings* (Palmer, A. N., Palmer, M. V. y Sasowsky, I.D., eds). Charlottesville, February 24–27. *Karst Water Institute, Spec. Publ.*, **5**, 146–157.
- Smart, P.L. y H., S.L. (1986). Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base. *Proceedings of the Environmental problems in karst terranes and their solutions conference*, National Water Well Association, Bowling Green, Kentucky, 1–14.
- Soler, M. (1970). *Étude Géologique du Haut Aragon Occidental*. SNPA. Documentación interna.
- Soler, M. y Puigdefábregas, C. (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, **96**, 5-20.
- Soulios, G. (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique. *J. Hydrol.*, **127**, 29-42.
- Stille, H. (1942). Nota sobre los plegamientos perimeséticos y su parte surpirenaica y baleárica (trad. por San Miguel de la Cámara). *Publ. Alemanas sobre geología de España*. CSIC, **1**, 15-24, 1 mapa.
- Teixell, A. (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 252 pp.
- Toran, L., Herman, E.K. y White, W.B. (2007). Comparison of Flowpaths to a Well and Spring in a Karst Aquifer. *Ground Water*, **45** (3), 281-287.
- Trcek, B. (2007). How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environ. Geol.*, **51** (5), 761-765.
- Trilla, J. y Pascual, I. (1974). Análisis de hidrogramas de una surgencia cárstica. *Agua*, **87**, 20-28.
- Tuñón, J., Morell, I. y Ferriols, N.S. (1999). Observaciones prácticas sobre el cálculo del balance de agua en el suelo. En: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo* (Muñoz-Carpena, R., Ritter, A. y Tascón, C., eds.). ICIA, Tenerife, 45-51
- Turner, J.P. (1988). *Tectonic and stratigraphic evolution of the West Jaca thrust-top basin, SW Pyrenees*. Tesis Doctoral. Universidad de Bristol.
- Vázquez-Suñé, E. y Castro, A., 2002. *Planilla Easy-Bal* - Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.
- Verges, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Clothing, S. (1994). Evolution of Eastern Pyrenees and adjacent foreland basins: present and Middle Eocene flexural modelling. *Geol. Alpine (Série Spéciale Résumés de colloques)*, **4**, 105.
- Vidal-Royo, O. (2010). *3D Reconstruction and Modelling of the Sierras Exteriores Aragonesas (Southern Pyrenees, Spain). Structural Evolution of the Pico del Águila anticline*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 387pp.
- Vidal-Royo, O., Koyi, H.A. y Muñoz, J.A. (2009). Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.*, **31**, 523-539.

- Vidal-Royo, O., Hardy, S. y Muñoz, J.A. (2011). The roles of complex mechanical stratigraphy and syn-kinematic sedimentation in fold development: Insights from discrete-element modelling and application to the Pico del Aguila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). En: *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts* (Poblet, J. y Lisle, R.J., eds.), *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, **349**, 45-60.
- Villarroel, J.L. y Cuchí, J.A. (2002). Análisis de Respuesta de Fuenmayor. (San Julián de Banzo, Huesca). Primeros resultados. *Geogaceta*, **31**, 71-74.
- Villarroel, J.L. y Cuchí, J.A. (2004). Estudio cualitativo de la respuesta, de mayo 2002 a abril 2003, del manantial kárstico de Fuenmayor (San Julián de Banzo, Huesca) a la lluvia y a la temperatura atmosférica. *Bol. Geol. Min. Esp.*, **115** (2), 237-246.
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York. 464 pp.
- White, W.B. (1999). Conceptual models for karstic aquifers. En: *Karst modeling* (Sasowsky, L.D., ed.). Karst Waters Institute Special Publication, Charles Town, West Virginia (USA), 11-16
- Wilson, W.L. y Skiles, W.C. (1988). Aquifer characterization by quantitative dye tracing at Ginnie Spring, northern Florida. En: *Second Conference on Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions Conference*, Dublin, OH, National Water Well Association, 121-141.
- Wood, W.W. (1999). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water*, **37** (1), 2-3.
- Wood, W.W., Rainwater, K.A. y Thompson, D.B. (1997). Quantifying Macropore Recharge: Examples from a Semi-Arid Area. *Ground Water*, **35** (6), 1097-1106.
- Wood, W.W. y Sanford, W.E. (1995). Chemical and Isotopic Methods for Quantifying Ground-Water Recharge in a Regional, Semiarid Environment. *Ground Water*, **33** (3), 458-468.
- Worthington, S.R.H. (1999). A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. En: *Karst Modeling* (Sasowsky, L.D., ed.). Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia (USA), 30-37.
- Worthington, S.R.H. y Ford, D.C. (2009). Self-Organized Permeability in Carbonate Aquifers. *Ground Water*, **47** (3), 326-336.
- Worthington, S.R.H. y Gunn, J. (2009). Hydrogeology of Carbonate Aquifers: A Short History. *Ground Water*, **47** (3), 462-467.
- Wu, P., Tang, C., Zhu, L., Liu, C., Cha, X. y Tao, X. (2009). Hydrogeochemical characteristics of surface water and groundwater in the karst basin, southwest China. *Hydrol. Process.*, **23** (14), 2012-2022.
- Xu, Y. y Beekman, H. E. (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO, Paris, 207 pp.
- Yang, P., Yuan, D., Yuan, W., Kuang, Y., Jia, P. y He, Q. (2010). Formations of groundwater hydrogeochemistry in a karst system during storm events as revealed by PCA. *Chin. Sci. Bull.*, **55** (14), 1412-1422.
- Zaihua, L., Daoxian, Y. y Shiyi, H. (1997). Stable Carbon Isotope Geochemical and Hydrochemical Features in the System of Carbonate-H₂O-CO₂ and Their Implications—Evidence from Several Typical Karst Areas of China. *Acta Geol. Sinica - English Edition*, **71** (4), 446-454.
- Zizhen, G., Zhaolin, L., Zhigan, Z., Liqun, F. y Baolin, Z. (1994). Isotope Hydrogeological Study of Karst Water in the Lu' an Mining District and the Xin' ancun Spring Basin, Shanxi. *Acta Geol. Sinica - English Edition*, **7** (3), 311-327.

ANEJO

1. DATOS DE FRACTURACIÓN (MACROESCALA Y MESOESCALA)

2. INVENTARIO PUNTOS DE AGUA

3. INSTALACIÓN Y CONTROL DE ESTACIONES:

3.1. ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE CIANO

3.2. ESTACIÓN HIDROLÓGICA DE FUENMAYOR

4. INSTALACIÓN Y CONTROL DE SENSORES DE NIVEL PIEZOMÉTRICO

5. PROPIEDADES DEL SUELO EN FUNCIÓN DE LA TEXTURA

6. BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

1. DATOS DE FRACTURACIÓN (MACROESCALA Y MESOESCALA)

-Datos macroescala

Calizas-Fm. Guara+Fms. Adraén-Bona		Conglomerados-Fm.Uncastillo	
Direc.		Direc.	
90	NE	90	NE
93	NE	90	NE
95	NE	90	NE
97	NE	90	NE
97	NE	90	NE
97	NE	90	NE
97	NE	90	NE
99	NE	90	NE
102	NE	91	NE
109	NE	91	NE
111	NE	91	NE
112	NE	92	NE
112	NE	93	NE
113	NE	93	NE
114	NE	94	NE
115	NE	94	NE
115	NE	98	NE
127	NE	101	NE
128	NE	102	NE
151	NE	103	NE
156	NE	108	NE
1	NE	110	NE
3	NE	110	NE
3	NE	113	NE
5	NE	113	NE
11	NE	115	NE
12	NE	117	NE
13	NE	120	NE
15	NE	124	NE
19	NE	131	NE
25	NE	135	NE
34	NE	137	NE
35	NE	137	NE
39	NE	138	NE
40	NE	143	NE
41	NE	145	NE
42	NE	148	NE
44	NE	152	NE
49	NE	163	NE
50	NE	9	NE
51	NE	10	NE
55	NE	11	NE
55	NE	12	NE
56	NE	13	NE
57	NE	14	NE
58	NE	15	NE
58	NE	15	NE
60	NE	15	NE
61	NE	18	NE
64	NE	22	NE
64	NE	22	NE
64	NE	24	NE
64	NE	25	NE
65	NE	38	NE
66	NE	41	NE
66	NE	41	NE
67	NE	45	NE
67	NE	45	NE
67	NE	50	NE
69	NE	55	NE
69	NE	59	NE
69	NE	67	NE
71	NE	74	NE
73	NE	74	NE
73	NE	76	NE
77	NE	76	NE
81	NE	80	NE
82	NE	82	NE
83	NE	85	NE
83	NE	86	NE
84	NE	86	NE
85	NE	87	NE
85	NE	87	NE
89	NE	88	NE
90	NE	89	NE

2. INVENTARIO PUNTOS DE AGUA

PTO.	ZONA	Nº CHE	TOPONIMIA	X H30	Y H30	COTA	T.MUNICIPA	TIPO	FUENTE INF	EDAD	LITOLOGÍA
1	1	2911-7-0001	FUENMAYOR	719085	4678790	708	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE		
2	1	2911-7-0004	FUENMAYOR (GORGA MORA)	719090	4678790	709	LOPORZANO	SONDEO	CHE		
3	1	2911-7-0012	SONDEO PIEZOMÉTRICO SGOP	719356	4678813	753	LOPORZANO	SONDEO	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	Conglomerados y areniscas
4	1	2911-7-0013	PIROTÉCNIA. POZO SGOP	719522	4678141	780	LOPORZANO	SONDEO	CHE	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	Conglomerados
5	1	2911-7-0022	FUENTE DOS CAÑOS	718982	4678425	702	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	Lutitas rojas y areniscas
6	1	2911-7-0027	HUERTOS - CASCO URBANO	718887	4678416	697	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Holoceno	Conglomerados, arenas y lutitas: depósitos recientes
7	1		SAN MARTÍN	719787	4682409	1140	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES		
8	1		PUERTA DEL CIERZO	720101	4681428	875	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	Conglomerados
9	1		MANANTIAL BCO. SAN MARTIN	719569	4680397	760	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	Conglomerados
10	1		BARRANCO SAN MARTIN	719773	4682285	1035	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	Conglomerados
11	1		MANANTIAL CIANO	720847	4679692	940	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES		
12	1		FUENTE MOLON	719208	4678914	732	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	Lutitas rojas y areniscas
13	2	2911-2-0007	CIENFUENS	717990	4685950	860	NUENO	MANANTIAL	CHE	Eoceno-Fm Calizas de Guara	Calizas y calcarenitas con alveolinas y nummulites
14	2	2911-2-0012	LAS GORGAS	716702	4683137	750	NUENO	MANANTIAL	CHE	Eoceno-Fm Calizas de Guara	Calizas y calcarenitas con alveolinas y nummulites
15	2	2911-3-0003	FUENTE LARRAÑÓN	721000	4684751	1120	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Triásico-Facies Muschelkalk superior	Calizas y dolomias-calizas micriticas tableadas
16	2	2911-6-0007	SASO	717492	4678033	677	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Pleistoceno medio-superior	conglomerados y lutitas: terrazas altas
17	2	2911-6-0015	EL PLANO	717250	4678240	660	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Pleistoceno medio-superior	conglomerados y lutitas: terrazas altas
18	2	2911-6-0024	FUENTE DE ESCUARBE	717457	4677470	620	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Terciario Mioceno(M4)-Fm Uncastillo	Lutitas rojas y areniscas
19	2	2911-7-0003	FUENTE LIGUERRI	723089	4680005	805	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Triásico-Facies Muschelkalk superior	Calizas y dolomias-calizas micriticas tableadas
20	2	2911-7-0005	PITRACANERA	721950	4676728	740	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Holoceno	Conglomerados, arenas y lutitas: depósitos recientes
21	2	2911-7-0007	FUENTE DEL BOJ	722889	4675673	688	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Holoceno	Conglomerados, arenas y lutitas: depósitos recientes
22	2	2911-7-0008	FUENTE SANTA EULALIA	723417	4676878	839	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	Conglomerados y areniscas
23	2	2911-7-0011	FUENTE ACEBILLO	721890	4675810	680	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Cuaternario Holoceno	Conglomerados, arenas y lutitas: depósitos recientes
24	2	2911-7-0026	SONDEO DE RECONOCIMIENTO	724003	4677180	700	LOPORZANO	SONDEO	CHE		
25	2	2911-2-0032	FUENDEBIEN	717973	4681355	885	LOPORZANO	MANANTIAL	CHE	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	Conglomerados y areniscas
26	2		FUENTE ROMERAL	718820	4680200	743	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Terciario Mioceno(M2)-Fm Uncastillo	Conglomerados y areniscas
27	2		FUENTE BCO. SALADO-1	721918	4684209	990	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	Alternancia de arenisas y lutitas grises
28	2		EL CAXIGAR	723280	4677452	880	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Eoceno-Fm Calizas de Guara	Calizas y calcarenitas con alveolinas y nummulites
29	2		FUENTE BCO.LA SARNA	721445	4683961	1068	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	Alternancia de arenisas y lutitas grises
30	2		FUENTE BCO. SALADO-2	721729	4684245	1013	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	Alternancia de arenisas y lutitas grises
31	2		FUENTE DEL PIOJO	717236	4682098	881	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Triásico-Keuper	Lutitas versicolores, yesos y carniolas
32	2		ABREVADERO LARRAÑÓN	720439	4684728	1251	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Triásico-Facies Muschelkalk superior	Calizas y dolomias-calizas micriticas tableadas
33	2		FUENTE MOLINO	722647	4676758	764	LOPORZANO	MANANTIAL	CAMPO	Cuaternario Holoceno	Conglomerados, arenas y lutitas: depósitos recientes
34	2		FUENTE LOMA PERULA	722815	4682097	1003	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	Alternancia de arenisas y lutitas grises
35	2		FUENTE DE LAS PAULES	718455	4684748	1260	NUENO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Eoceno-Fm Calizas de Guara	Calizas y calcarenitas con alveolinas y nummulites
36	2		FUENTE DE SESCUN	722445	4684554	1025	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Eoceno-Fm Belsué-Atarés	Alternancia de arenisas y lutitas grises
37	2		PUERTA DEL CIERZO-BCO.SARNA	721030	4683654	1220	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Triásico-Facies Muschelkalk superior	Calizas y dolomias-calizas micriticas tableadas
38	2		BCO. LAZAS-1	723406	4680323	740	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Triásico-Facies Muschelkalk superior	Calizas y dolomias-calizas micriticas tableadas
39	2		BCO. LAZAS-2	723438	4680313	740	LOPORZANO	MANANTIAL	TOPO1:25.000 Y PRAMES	Terciario Mioceno(M1)-Fm Uncastillo	Conglomerados

3. INSTALACIÓN Y CONTROL DE LA ESTACIONES

3.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE CIANO

En abril de 2009 se instaló la estación meteorológica de Ciano (30T X: 721887 Y: 4678913 Z: 1055 m). Esta estación consta de un pluviómetro de cazoletas basculantes (52203), un sensor de velocidad y dirección del viento (Anemoveleta Wind Sentry 03002-5), un sensor de temperatura y humedad relativa (HMP45C) y un sensor de radiación global (piranómetro SP1110). A partir de la programación de un datalogger Campbell CR10X-2M, se han recogido datos a nivel horario de la precipitación, velocidad y dirección del viento, radiación solar, humedad relativa del aire y temperatura ambiente. Los datos medidos se han descargado desde un ordenador portátil por la línea serie RS232 y por medio del software PC208W. Esta instalación se alimenta mediante baterías de 12 voltios que se recargan por medio de un panel solar. El periodo de datos recogidos hasta el momento comprende desde el 21/04/2009 hasta el 18/10/12, con una laguna de datos entre el 03/06/09 al 14/06/09 por una descarga puntual de la batería. Uno de los problemas recurrentes en esta estación está relacionado con el pluviómetro debido a que se suele obturar y no toma bien las medidas de precipitación. Este problema se ha solventado por la buena correlación obtenida entre los datos de esta estación con la estación próxima de San Julián de Banzo (30T X: 718716 Y: 4678665 Z: 720). En las siguientes gráficas (Figuras 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3 y 3.1.4) se muestran los datos recogidos en esta estación meteorológica a nivel horario para el último año hidrológico (2009-2012).

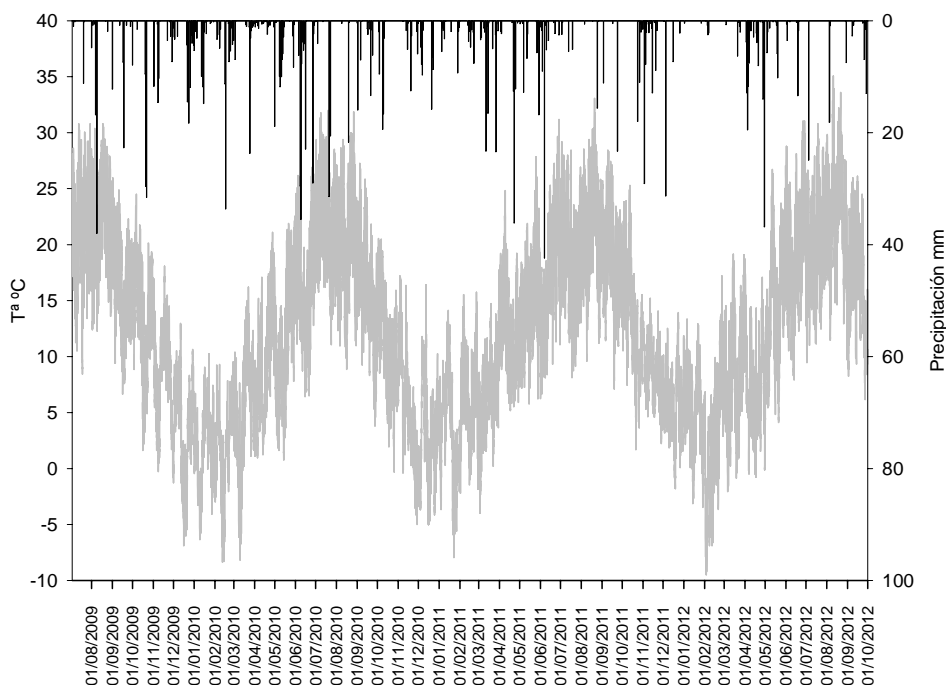


Figura 3.1.1: Datos de precipitación y temperatura ambiente. Periodo 2009-2012

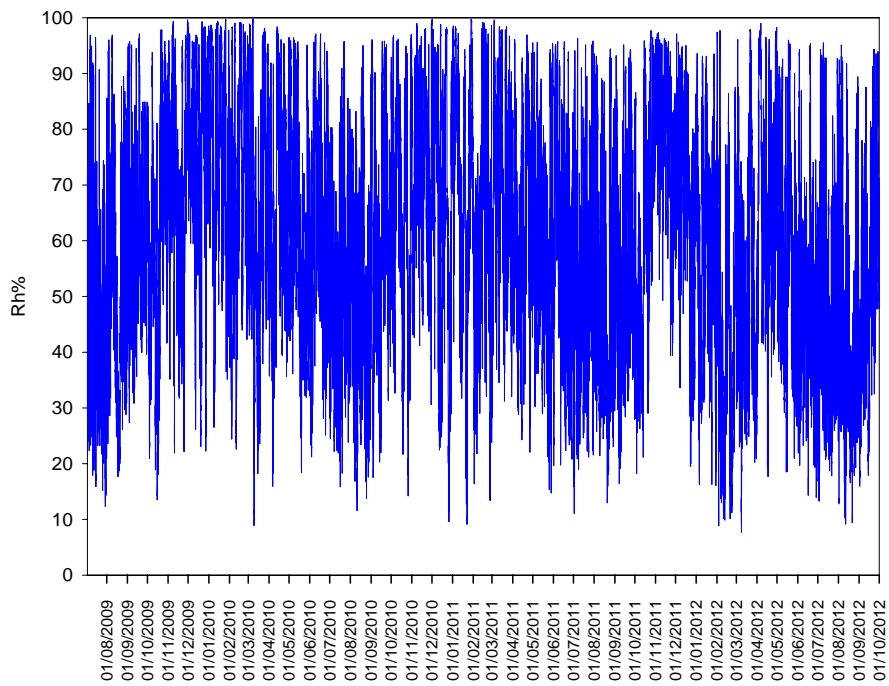


Figura 3.1.2: Datos humedad relativa del aire. Periodo 2009-2012

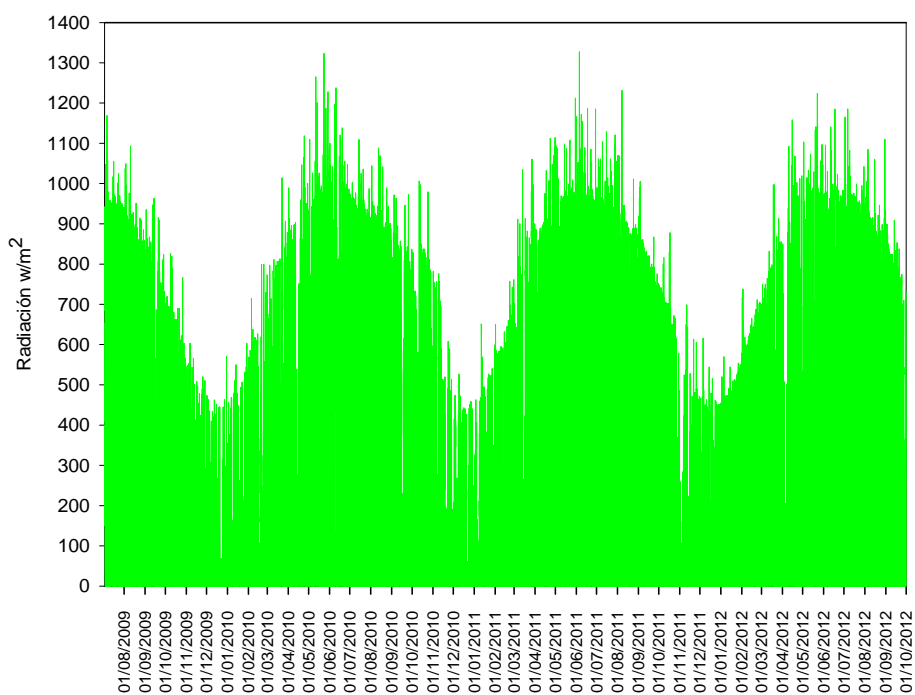


Figura 3.1.3: Datos radiación solar. Periodo 2009-2012

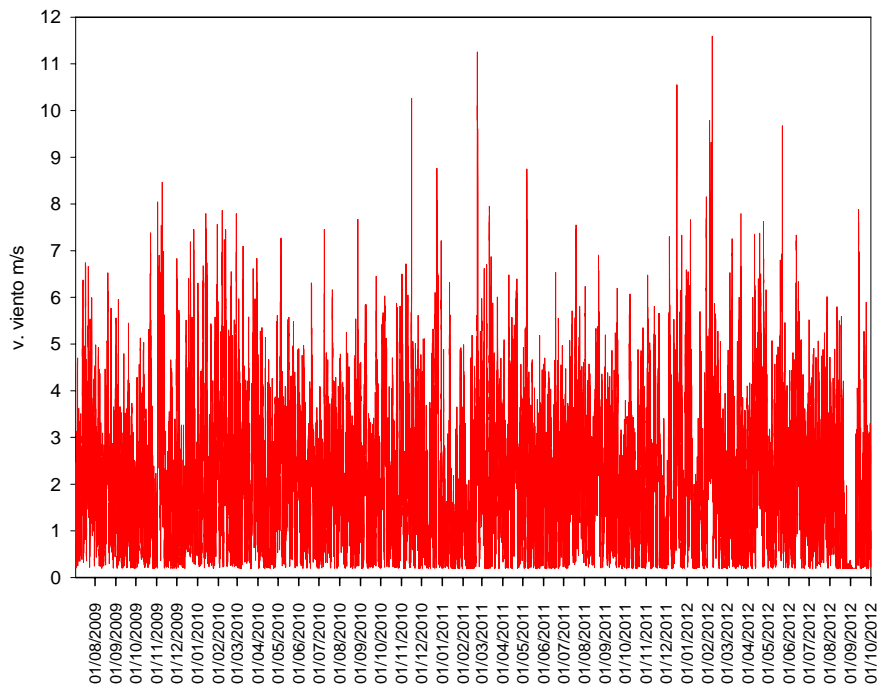


Figura 3.1.4: Datos velocidad del viento. Periodo 2009-2012

3.2 ESTACIÓN HIDROLÓGICA DE FUENMAYOR

La estación hidrológica situada en el manantial de Fuenmayor (30T X: 719033 Y: 4678770 Z: 708 m) fue instalada en septiembre del año 2000. Esta estación consta de un pluviógrafo Young 52202, dos sondas PT 100 para medir la temperatura ambiente y del agua, una sonda de conductividad Global Water WQ301, y dos sondas de presión PDCR 130/D como medidores de nivel de agua en cada uno de los vertederos. Los datos medidos a nivel horario se van almacenando en un datalogger Campbell CR10X-2M, la descarga de esta información se realizó en un ordenador portátil por la línea serie RS232 mediante el software PC208W. La instalación se alimenta mediante baterías de 12 voltios que se recargan por medio de un panel solar. Debido a diferentes problemas existen varios años de serie sin datos en esta estación hidrológica. Por esto, la información recopilada hasta el momento comprende desde el 11/09/2000 a 10/12/2000, desde el 05/04/2002 al 11/03/2002 y desde el 03/07/09 al 18/10/12. Para el último periodo existe otra laguna de datos entre el 13/10/09 al 26/12/09, y el sensor de conductividad no se puso en marcha hasta el 13/10/10. En esta estación también existen problemas con el pluviógrafo que se han solucionado de nuevo por la buena correlación de los datos de esta estación con los de la estación de San Julián de Banzo. En las siguientes figuras (4.1 y 4.2) se han representado los datos de precipitación, caudal, conductividad eléctrica, temperatura del agua y temperatura ambiente para el periodo 2002-2011.

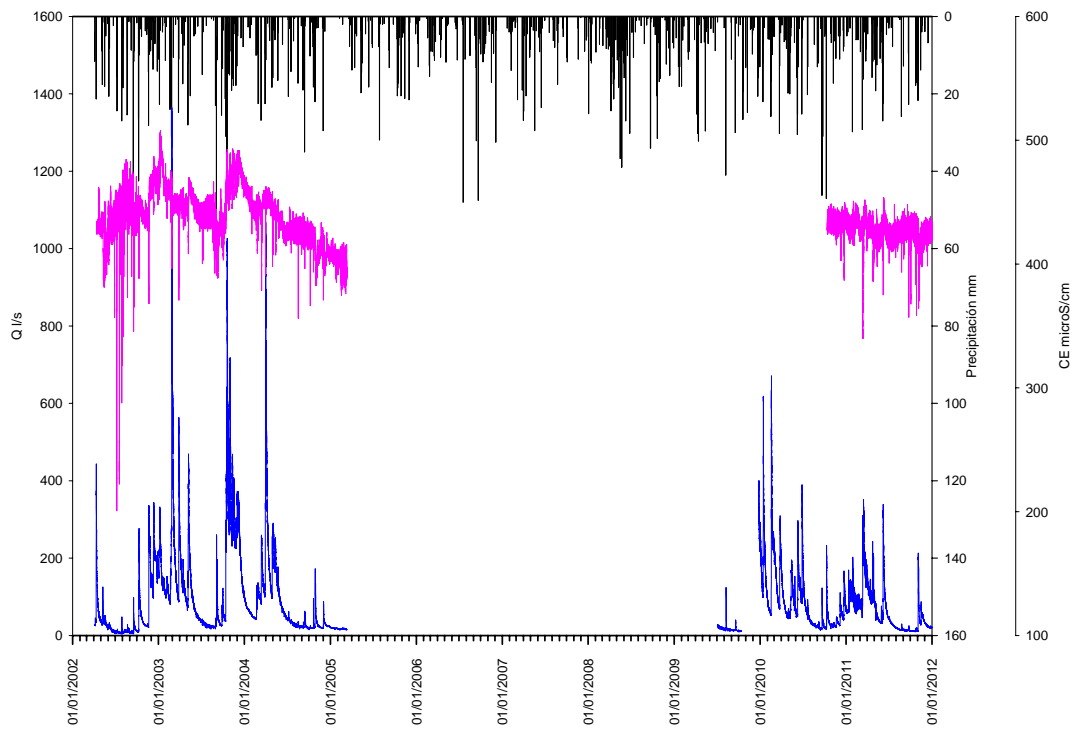


Figura 4.1: Evolución temporal del caudal, precipitación y conductividad eléctrica del manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2011.

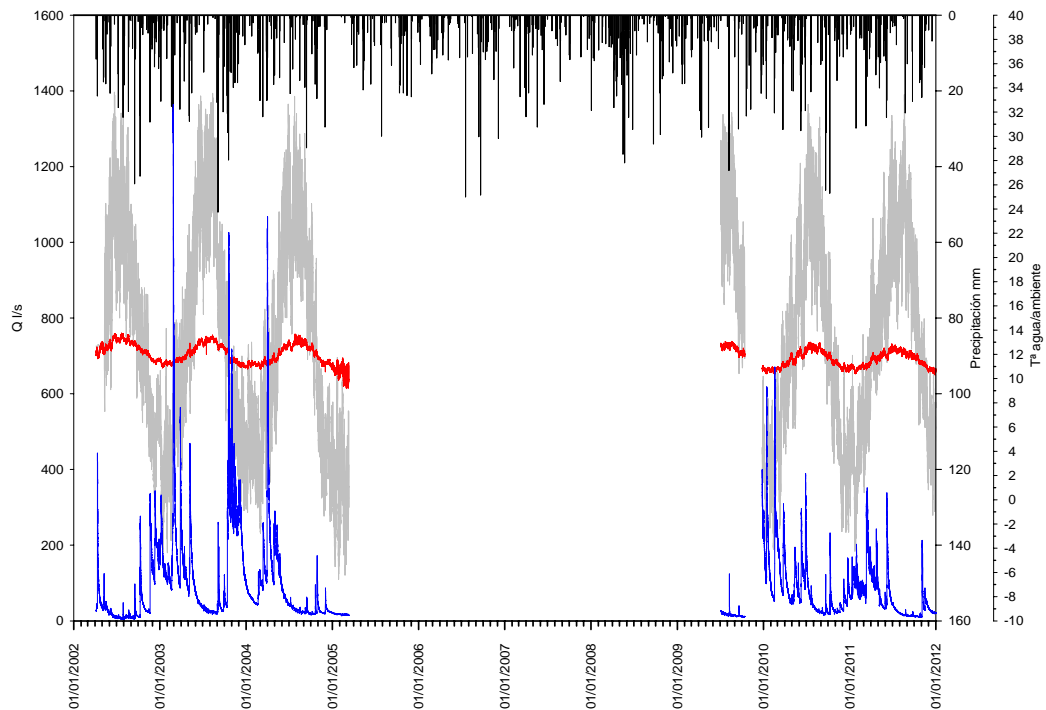


Figura 4.2: Evolución temporal del caudal, la precipitación, la temperatura del agua (rojo) y temperatura ambiente (gris) en el manantial de Fuenmayor para el periodo 2002-2005 y 2009-2011.

4. INSTALACIÓN Y CONTROL DE SENSORES DE NIVEL PIEZOMÉTRICO

Entre el año 2010 y 2011 se instalaron tres sensores (minidiver) para medir, con frecuencia horaria, el nivel piezométrico y la temperatura en tres sondeos situados en el entorno del manantial de Fuenmayor. En julio de 2010 se puso en marcha un primer minidiver en un sondeo de investigación realizado por el Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas (SGOP), que actualmente sirve como piezómetro para la CHE (Sondeo Piezométrico, 2911-7-0012) (30T X: 719356 Y: 4678812 Z: 753). La serie de datos recopilada hasta el momento comprende desde 22/07/2010 hasta el 01/08/2012. En noviembre de 2010 se instaló otro minidiver en un pozo experimental realizado también por el SGOP y utilizado como piezómetro por la CHE (Pirotecnia Pozo, 2911-7-0013) (30T X: 719522 Y: 4678140 Z: 780). La serie de datos recopilada hasta el momento comprende desde 24/11/2010 hasta el 18/10/2012. Por último, en octubre de 2011 se instaló otro minidiver en un sondeo que realizó el Ayuntamiento de Huesca en la cabecera del manantial de Fuenmayor (Sondeo Gorga Mora, 2911-7-0004) (30T X: 719090 Y: 4678790 Z: 709). La serie de datos recopilada hasta el momento comprende desde 13/10/2011 hasta el 18/10/2012. En la misma caseta del manantial de Fuenmayor se colocó en julio de 2010 un cuarto sensor para medir la presión atmosférica (barodiver). La serie de datos recopilada hasta el momento comprende desde 22/07/2010 hasta el 18/10/2012. La transmisión de los datos se ha realizado por medio de una unidad de lectura con salida USB a un ordenador portátil y a través del software Diver-Office 2010. En las siguientes gráficas (Figuras 1, 2 y 3) se muestran los datos de nivel piezométrico corregido con la presión atmosférica para los tres sensores instalados y para el último año hidrológico (2011-2012).

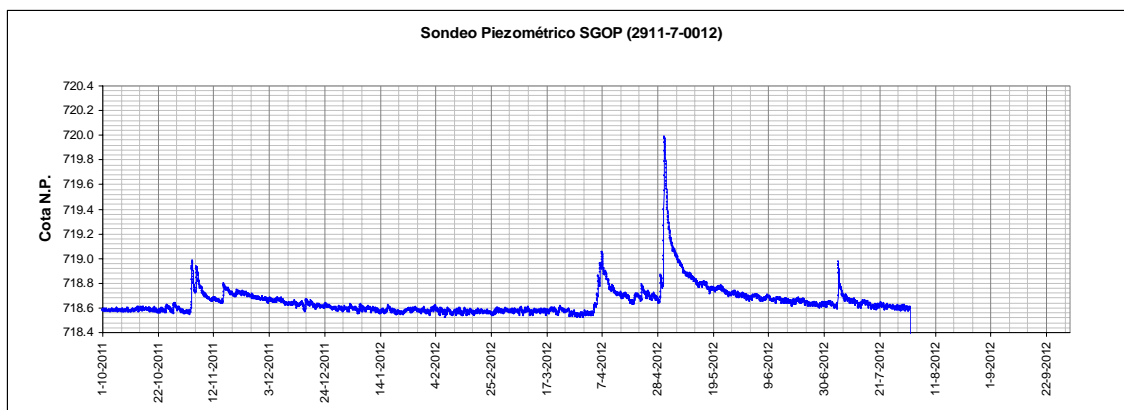


Figura 4.1: Datos de la evolución del nivel piezométrico registrados en el Sondeo Piezométrico SGOP (2911-7-0012). Periodo 2011-2012.

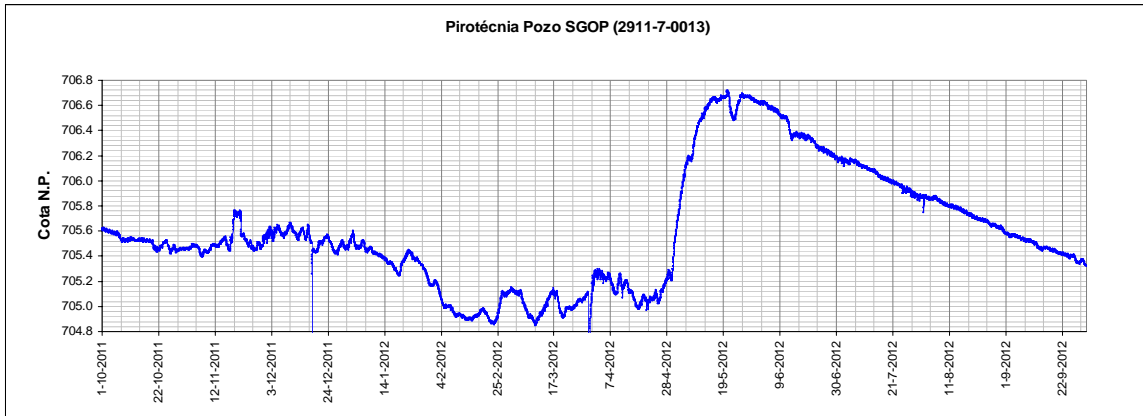


Figura 4.2: Datos de la evolución del nivel piezométrico registrados en la Pirotecnia Pozo SGOP (2911-7-0013). Periodo 2011-2012.

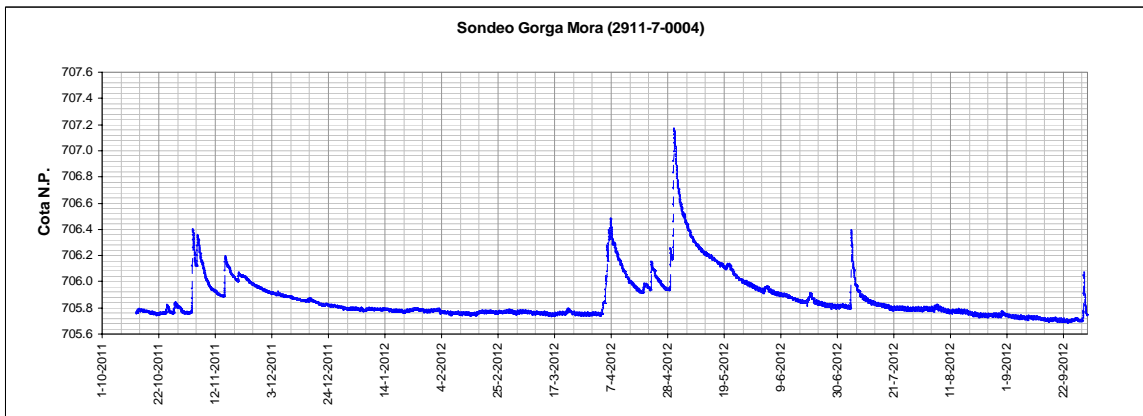


Figura 4.3: Datos de la evolución del nivel piezométrico registrados en el Sondeo Gorga Mora (2911-7-0004). Periodo 2011-2012.

5. PROPIEDADES DEL SUELO EN FUNCIÓN DE LA TEXTURA (Schroeder et al., 1994)

Densidad del suelo	Textura		Porosidad (ϕ)	Capacidad del campo (θ_f)	Punto de marchitez (θ_w)	Permeabilidad Saturada (m/s)
	USDA ¹	USCS ²				
Baja	CoS	SP	0,417	0,045	0,018	1.0×10^{-2}
	S	SW	0,437	0,062	0,024	5.8×10^{-3}
	FS	SW	0,457	0,083	0,033	3.1×10^{-3}
	LS	SM	0,437	0,105	0,047	1.7×10^{-3}
	LFS	SM	0,457	0,131	0,058	1.0×10^{-3}
	SL	SM	0,453	0,190	0,085	7.2×10^{-4}
	FSL	SM	0,473	0,222	0,104	5.2×10^{-4}
	L	ML	0,463	0,232	0,116	3.7×10^{-4}
	SiL	ML	0,501	0,284	0,135	1.9×10^{-4}
	SCL	SC	0,398	0,244	0,136	1.2×10^{-4}
	CL	CL	0,464	0,310	0,187	6.4×10^{-5}
	SiCL	CL	0,471	0,342	0,210	4.2×10^{-5}
	SC	SC	0,430	0,321	0,221	3.3×10^{-5}
	SiC	CH	0,479	0,371	0,251	2.5×10^{-5}
	C	CH	0,475	0,378	0,251	2.5×10^{-5}
	G	GP	0,397	0,032	0,013	3.0×10^{-1}
Moderada	L	ML	0,419	0,307	0,180	1.9×10^{-5}
	SiL	ML	0,461	0,360	0,203	9.0×10^{-6}
	SCL	SC	0,365	0,305	0,202	2.7×10^{-6}
	CL	CL	0,437	0,373	0,266	3.6×10^{-6}
	SiCL	CL	0,445	0,393	0,277	1.9×10^{-6}
	SC	SC	0,400	0,366	0,288	7.8×10^{-7}
	SiC	CH	0,452	0,411	0,311	1.2×10^{-6}
	C	CH	0,451	0,419	0,332	6.8×10^{-7}
Alta	Suelo para impermeabilización		0,427	0,418	0,367	1.0×10^{-7}
	Bentonita		0,750	0,747	0,400	3.0×10^{-9}

¹USDA: G, grava; S, arena; Si, limo; C, arcilla; L, mezcla (loam); Co, grueso; F, fino

²USCS: Igual que el USDA y M, limo; H, Plasticidad alta; L, plasticidad baja; W, granulometría uniforme; P, granulometría variable.

6-TABLAS BALANCE DE AGUA EN EL SUELO (EASY-BAL 4.0)

-Recarga Mensual. Periodo 1977-2011. RU (Reserva útil) = 32

1977-2011	RU = 32 mm		recarga		recarga		recarga		recarga		recarga		
mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)	mes	R (mm/mes)
ene-77	121.1	ene-83	0.0	ene-89	0.0	ene-95	16.6	ene-01	48.6	ene-07	0.0		
feb-77	12.6	feb-83	29.5	feb-89	37.2	feb-95	0.0	feb-01	0.5	feb-07	14.7		
mar-77	6.7	mar-83	0.0	mar-89	0.0	mar-95	0.0	mar-01	54.6	mar-07	34.6		
abr-77	0.0	abr-83	0.3	abr-89	21.1	abr-95	0.0	abr-01	1.8	abr-07	61.5		
may-77	0.0	may-83	0.0	may-89	0.0	may-95	0.0	may-01	27.3	may-07	0.0		
jun-77	48.6	jun-83	0.0	jun-89	0.0	jun-95	0.0	jun-01	0.0	jun-07	0.0		
jul-77	5.5	jul-83	0.0	jul-89	0.0	jul-95	0.0	jul-01	1.6	jul-07	0.0		
ago-77	0.0	ago-83	66.5	ago-89	0.0	ago-95	0.0	ago-01	0.0	ago-07	0.0		
sep-77	0.0	sep-83	0.0	sep-89	0.0	sep-95	16.2	sep-01	15.8	sep-07	0.0		
oct-77	26.1	oct-83	0.0	oct-89	0.0	oct-95	0.0	oct-01	0.0	oct-07	0.0		
nov-77	9.0	nov-83	32.1	nov-89	50.6	nov-95	5.3	nov-01	6.3	nov-07	0.0		
dic-77	54.8	dic-83	51.6	dic-89	39.6	dic-95	173.4	dic-01	3.3	dic-07	0.0		
ene-78	64.6	ene-84	11.2	ene-90	16.0	ene-96	144.8	ene-02	8.0	ene-08	31.9		
feb-78	74.2	feb-84	0.0	feb-90	0.0	feb-96	41.2	feb-02	0.0	feb-08	0.6		
mar-78	31.7	mar-84	98.0	mar-90	0.0	mar-96	0.0	mar-02	7.7	mar-08	2.5		
abr-78	55.6	abr-84	0.0	abr-90	35.9	abr-96	15.8	abr-02	27.3	abr-08	111.9		
may-78	0.0	may-84	75.4	may-90	9.2	may-96	34.7	may-02	1.3	may-08	105.3		
jun-78	0.0	jun-84	6.3	jun-90	26.9	jun-96	0.0	jun-02	0.0	jun-08	15.4		
jul-78	0.0	jul-84	0.0	jul-90	0.0	jul-96	0.0	jul-02	0.0	jul-08	0.0		
ago-78	0.0	ago-84	0.0	ago-90	0.0	ago-96	0.0	ago-02	0.0	ago-08	0.0		
sep-78	0.0	sep-84	0.0	sep-90	7.4	sep-96	0.0	sep-02	20.0	sep-08	0.0		
oct-78	0.0	oct-84	0.0	oct-90	55.7	oct-96	0.0	oct-02	42.2	oct-08	42.5		
nov-78	0.0	nov-84	124.1	nov-90	52.7	nov-96	40.6	nov-02	37.5	nov-08	27.3		
dic-78	84.8	dic-84	1.6	dic-90	16.1	dic-96	132.4	dic-02	52.4	dic-08	42.7		
ene-79	223.4	ene-85	58.8	ene-91	1.9	ene-97	86.3	ene-03	51.2	ene-09	51.8		
feb-79	30.3	feb-85	41.6	feb-91	27.5	feb-97	0.0	feb-03	87.0	feb-09	27.8		
mar-79	19.0	mar-85	16.7	mar-91	40.9	mar-97	0.0	mar-03	19.9	mar-09	19.3		
abr-79	16.0	abr-85	20.1	abr-91	14.5	abr-97	29.8	abr-03	0.0	abr-09	73.5		
may-79	46.0	may-85	3.6	may-91	0.0	may-97	4.3	may-03	32.2	may-09	0.0		
jun-79	25.0	jun-85	0.0	jun-91	0.0	jun-97	11.8	jun-03	0.0	jun-09	0.0		
jul-79	0.0	jul-85	0.0	jul-91	0.0	jul-97	0.0	jul-03	0.0	jul-09	0.0		
ago-79	0.0	ago-85	0.0	ago-91	0.0	ago-97	0.0	ago-03	0.0	ago-09	4.5		
sep-79	0.0	sep-85	0.0	sep-91	41.5	sep-97	0.0	sep-03	50.8	sep-09	0.0		
oct-79	54.4	oct-85	0.0	oct-91	0.0	oct-97	0.0	oct-03	158.4	oct-09	19.6		
nov-79	0.0	nov-85	6.8	nov-91	51.7	nov-97	48.9	nov-03	71.7	nov-09	15.3		
dic-79	5.8	dic-85	46.9	dic-91	8.1	dic-97	110.7	dic-03	15.5	dic-09	82.3		
ene-80	2.9	ene-86	20.6	ene-92	10.7	ene-98	30.8	ene-04	0.0	ene-10	43.1		
feb-80	39.5	feb-86	45.9	feb-92	2.4	feb-98	12.5	feb-04	27.7	feb-10	68.2		
mar-80	22.7	mar-86	0.7	mar-92	0.0	mar-98	0.0	mar-04	87.5	mar-10	37.9		
abr-80	44.0	abr-86	87.3	abr-92	0.2	abr-98	34.0	abr-04	9.2	abr-10	0.0		
may-80	48.5	may-86	0.6	may-92	0.0	may-98	4.5	may-04	10.8	may-10	19.5		
jun-80	0.0	jun-86	0.0	jun-92	45.5	jun-98	0.0	jun-04	0.0	jun-10	27.4		
jul-80	0.0	jul-86	0.0	jul-92	0.0	jul-98	0.0	jul-04	0.0	jul-10	0.0		
ago-80	0.0	ago-86	0.0	ago-92	36.5	ago-98	0.0	ago-04	0.0	ago-10	0.0		
sep-80	0.0	sep-86	48.4	sep-92	7.8	sep-98	2.8	sep-04	0.0	sep-10	34.1		
oct-80	0.0	oct-86	0.0	oct-92	74.9	oct-98	0.0	oct-04	16.5	oct-10	25.7		
nov-80	58.2	nov-86	62.9	nov-92	0.0	nov-98	0.0	nov-04	0.0	nov-10	4.8		
dic-80	0.0	dic-86	22.3	dic-92	30.8	dic-98	0.0	dic-04	22.3	dic-10	28.2		
ene-81	0.0	ene-87	41.6	ene-93	0.0	ene-99	30.4	ene-05	0.0	ene-11	34.8		
feb-81	19.6	feb-87	14.9	feb-93	0.0	feb-99	0.0	feb-05	0.0	feb-11	7.0		
mar-81	0.0	mar-87	0.0	mar-93	0.0	mar-99	41.2	mar-05	0.0	mar-11	68.6		
abr-81	2.0	abr-87	15.3	abr-93	41.3	abr-99	17.9	abr-05	0.0	abr-11	0.0		
may-81	11.7	may-87	0.0	may-93	11.4	may-99	26.0	may-05	4.0	may-11	0.1		
jun-81	0.0	jun-87	0.0	jun-93	9.7	jun-99	0.0	jun-05	0.0	jun-11	16.0		
jul-81	0.0	jul-87	0.0	jul-93	0.0	jul-99	0.0	jul-05	0.0	jul-11	0.0		
ago-81	0.0	ago-87	0.0	ago-93	0.0	ago-99	0.0	ago-05	0.0	ago-11	0.0		
sep-81	0.0	sep-87	0.0	sep-93	38.9	sep-99	16.5	sep-05	0.0	sep-11	0.0		
oct-81	0.0	oct-87	82.1	oct-93	84.7	oct-99	16.7	oct-05	46.5	oct-11	0.0		
nov-81	0.0	nov-87	0.0	nov-93	13.6	nov-99	10.7	nov-05	24.6	nov-11	42.2		
dic-81	112.4	dic-87	40.2	dic-93	0.0	dic-99	0.0	dic-05	24.2	dic-11	0.0		
ene-82	0.0	ene-88	87.5	ene-94	14.8	ene-00	0.0	ene-06	24.3				
feb-82	53.1	feb-88	16.9	feb-94	17.9	feb-00	0.0	feb-06	25.9				
mar-82	12.0	mar-88	0.0	mar-94	0.0	mar-00	0.0	mar-06	21.1				
abr-82	7.2	abr-88	95.4	abr-94	0.0	abr-00	111.7	abr-06	0.0				
may-82	0.0	may-88	0.0	may-94	0.0	may-00	42.5	may-06	0.0				
jun-82	0.0	jun-88	74.7	jun-94	0.0	jun-00	89.9	jun-06	0.0				
jul-82	0.0	jul-88	0.0	jul-94	0.0	jul-00	0.0	jul-06	11.2				
ago-82	35.5	ago-88	0.0	ago-94	0.0	ago-00	0.0	ago-06	0.0				
sep-82	19.1	sep-88	0.0	sep-94	57.8	sep-00	0.0	sep-06	42.3				
oct-82	106.4	oct-88	20.5	oct-94	61.4	oct-00	0.0	oct-06	0.0				
nov-82	62.3	nov-88	0.0	nov-94	32.1	nov-00	80.7	nov-06	0.0				
dic-82	33.5	dic-88	0.0	dic-94	6.5	dic-00	70.2	dic-06	20.6				

-Recarga Mensual. Periodo 1977-2011. RU (Reserva útil) = 40

1977-2011		RU = 40 mm									
mes	recarga R (mm/mes)	mes	recarga R (mm/mes)	mes	recarga R (mm/mes)	mes	recarga R (mm/mes)	mes	recarga R (mm/mes)	mes	recarga R (mm/mes)
ene-77	113.1	ene-83	0.0	ene-89	0.0	ene-95	16.6	ene-01	48.6	ene-07	0.0
feb-77	12.6	feb-83	29.5	feb-89	30.5	feb-95	0.0	feb-01	0.5	feb-07	14.7
mar-77	6.7	mar-83	0.0	mar-89	0.0	mar-95	0.0	mar-01	54.6	mar-07	34.6
abr-77	0.0	abr-83	0.0	abr-89	21.1	abr-95	0.0	abr-01	0.0	abr-07	61.5
may-77	0.0	may-83	0.0	may-89	0.0	may-95	0.0	may-01	21.1	may-07	0.0
jun-77	40.6	jun-83	0.0	jun-89	0.0	jun-95	0.0	jun-01	0.0	jun-07	0.0
jul-77	5.5	jul-83	0.0	jul-89	0.0	jul-95	0.0	jul-01	0.0	jul-07	0.0
ago-77	0.0	ago-83	58.5	ago-89	0.0	ago-95	0.0	ago-01	0.0	ago-07	0.0
sep-77	0.0	sep-83	0.0	sep-89	0.0	sep-95	8.2	sep-01	7.8	sep-07	0.0
oct-77	18.1	oct-83	0.0	oct-89	0.0	oct-95	0.0	oct-01	0.0	oct-07	0.0
nov-77	8.9	nov-83	24.1	nov-89	42.6	nov-95	0.0	nov-01	1.8	nov-07	0.0
dic-77	54.8	dic-83	51.6	dic-89	39.6	dic-95	170.7	dic-01	3.3	dic-07	0.0
ene-78	64.6	ene-84	11.2	ene-90	16.0	ene-96	144.8	ene-02	8.0	ene-08	23.9
feb-78	74.2	feb-84	0.0	feb-90	0.0	feb-96	41.2	feb-02	0.0	feb-08	0.6
mar-78	31.7	mar-84	98.0	mar-90	0.0	mar-96	0.0	mar-02	7.7	mar-08	2.5
abr-78	55.6	abr-84	0.0	abr-90	27.9	abr-96	15.8	abr-02	27.3	abr-08	111.9
may-78	0.0	may-84	67.4	may-90	1.2	may-96	34.7	may-02	0.0	may-08	105.3
jun-78	0.0	jun-84	6.3	jun-90	25.4	jun-96	0.0	jun-02	0.0	jun-08	15.4
jul-78	0.0	jul-84	0.0	jul-90	0.0	jul-96	0.0	jul-02	0.0	jul-08	0.0
ago-78	0.0	ago-84	0.0	ago-90	0.0	ago-96	0.0	ago-02	0.0	ago-08	0.0
sep-78	0.0	sep-84	0.0	sep-90	0.0	sep-96	0.0	sep-02	12.0	sep-08	0.0
oct-78	0.0	oct-84	0.0	oct-90	50.8	oct-96	0.0	oct-02	38.6	oct-08	34.5
nov-78	0.0	nov-84	116.1	nov-90	52.7	nov-96	32.6	nov-02	37.5	nov-08	27.3
dic-78	76.8	dic-84	1.6	dic-90	16.1	dic-96	132.4	dic-02	52.4	dic-08	42.7
ene-79	223.4	ene-85	58.8	ene-91	1.9	ene-97	86.3	ene-03	51.2	ene-09	51.8
feb-79	30.3	feb-85	41.6	feb-91	27.5	feb-97	0.0	feb-03	87.0	feb-09	27.8
mar-79	19.0	mar-85	16.7	mar-91	40.9	mar-97	0.0	mar-03	19.9	mar-09	19.3
abr-79	16.0	abr-85	20.1	abr-91	14.5	abr-97	21.8	abr-03	0.0	abr-09	73.5
may-79	38.0	may-85	3.6	may-91	0.0	may-97	4.3	may-03	32.2	may-09	0.0
jun-79	25.0	jun-85	0.0	jun-91	0.0	jun-97	11.8	jun-03	0.0	jun-09	0.0
jul-79	0.0	jul-85	0.0	jul-91	0.0	jul-97	0.0	jul-03	0.0	jul-09	0.0
ago-79	0.0	ago-85	0.0	ago-91	0.0	ago-97	0.0	ago-03	0.0	ago-09	0.0
sep-79	0.0	sep-85	0.0	sep-91	25.5	sep-97	0.0	sep-03	42.8	sep-09	0.0
oct-79	46.4	oct-85	0.0	oct-91	0.0	oct-97	0.0	oct-03	150.4	oct-09	11.6
nov-79	0.0	nov-85	0.0	nov-91	51.7	nov-97	40.9	nov-03	71.7	nov-09	15.3
dic-79	5.8	dic-85	45.7	dic-91	8.1	dic-97	110.7	dic-03	15.5	dic-09	82.3
ene-80	2.9	ene-86	20.6	ene-92	10.7	ene-98	30.8	ene-04	0.0	ene-10	43.1
feb-80	39.5	feb-86	45.9	feb-92	2.4	feb-98	12.5	feb-04	27.7	feb-10	68.2
mar-80	22.7	mar-86	0.7	mar-92	0.0	mar-98	0.0	mar-04	87.5	mar-10	37.9
abr-80	44.0	abr-86	87.3	abr-92	0.2	abr-98	26.0	abr-04	9.2	abr-10	0.0
may-80	48.5	may-86	0.6	may-92	0.0	may-98	4.5	may-04	10.8	may-10	19.5
jun-80	0.0	jun-86	0.0	jun-92	37.5	jun-98	0.0	jun-04	0.0	jun-10	19.4
jul-80	0.0	jul-86	0.0	jul-92	0.0	jul-98	0.0	jul-04	0.0	jul-10	0.0
ago-80	0.0	ago-86	0.0	ago-92	28.5	ago-98	0.0	ago-04	0.0	ago-10	0.0
sep-80	0.0	sep-86	40.4	sep-92	0.0	sep-98	0.0	sep-04	0.0	sep-10	26.1
oct-80	0.0	oct-86	0.0	oct-92	72.3	oct-98	0.0	oct-04	8.5	oct-10	25.7
nov-80	50.2	nov-86	54.9	nov-92	0.0	nov-98	0.0	nov-04	0.0	nov-10	4.8
dic-80	0.0	dic-86	22.3	dic-92	30.8	dic-98	0.0	dic-04	22.3	dic-10	28.2
ene-81	0.0	ene-87	41.6	ene-93	0.0	ene-99	22.4	ene-05	0.0	ene-11	34.8
feb-81	19.6	feb-87	14.9	feb-93	0.0	feb-99	0.0	feb-05	0.0	feb-11	7.0
mar-81	0.0	mar-87	0.0	mar-93	0.0	mar-99	41.2	mar-05	0.0	mar-11	68.6
abr-81	0.0	abr-87	15.3	abr-93	33.3	abr-99	17.9	abr-05	0.0	abr-11	0.0
may-81	6.9	may-87	0.0	may-93	11.4	may-99	26.0	may-05	0.0	may-11	0.0
jun-81	0.0	jun-87	0.0	jun-93	1.7	jun-99	0.0	jun-05	0.0	jun-11	8.0
jul-81	0.0	jul-87	0.0	jul-93	0.0	jul-99	0.0	jul-05	0.0	jul-11	0.0
ago-81	0.0	ago-87	0.0	ago-93	0.0	ago-99	0.0	ago-05	0.0	ago-11	0.0
sep-81	0.0	sep-87	0.0	sep-93	30.9	sep-99	8.5	sep-05	0.0	sep-11	0.0
oct-81	0.0	oct-87	74.1	oct-93	84.7	oct-99	8.7	oct-05	38.5	oct-11	0.0
nov-81	0.0	nov-87	0.0	nov-93	13.6	nov-99	10.7	nov-05	24.6	nov-11	34.2
dic-81	104.4	dic-87	40.2	dic-93	0.0	dic-99	0.0	dic-05	24.2	dic-11	0.0
ene-82	0.0	ene-88	87.5	ene-94	14.8	ene-00	0.0	ene-06	24.3		
feb-82	53.1	feb-88	16.9	feb-94	17.9	feb-00	0.0	feb-06	25.9		
mar-82	12.0	mar-88	0.0	mar-94	0.0	mar-00	0.0	mar-06	21.1		
abr-82	7.2	abr-88	87.4	abr-94	0.0	abr-00	103.7	abr-06	0.0		
may-82	0.0	may-88	0.0	may-94	0.0	may-00	42.5	may-06	0.0		
jun-82	0.0	jun-88	66.7	jun-94	0.0	jun-00	81.9	jun-06	0.0		
jul-82	0.0	jul-88	0.0	jul-94	0.0	jul-00	0.0	jul-06	3.2		
ago-82	27.5	ago-88	0.0	ago-94	0.0	ago-00	0.0	ago-06	0.0		
sep-82	11.1	sep-88	0.0	sep-94	49.8	sep-00	0.0	sep-06	34.3		
oct-82	106.4	oct-88	12.5	oct-94	61.4	oct-00	0.0	oct-06	0.0		
nov-82	62.3	nov-88	0.0	nov-94	32.1	nov-00	72.7	nov-06	0.0		
dic-82	33.5	dic-88	0.0	dic-94	6.5	dic-00	70.2	dic-06	20.6		

-Recarga Anual. Periodo 1977-2011.

RU (Reserva útil) = 32

	recarga	lluvia
<u>año</u>	<u>R (mm/año)</u>	<u>P (mm/año)</u>
1977	284.5	772.0
1978	310.9	578.7
1979	419.8	792.2
1980	215.7	547.4
1981	145.7	430.3
1982	329.1	763.6
1983	180.0	492.4
1984	316.6	623.4
1985	194.5	475.3
1986	288.8	648.8
1987	194.1	505.2
1988	294.9	583.5
1989	148.5	559.1
1990	219.9	632.8
1991	186.2	479.9
1992	208.7	686.0
1993	199.6	576.9
1994	190.4	508.3
1995	211.6	469.1
1996	409.5	795.7
1997	292.0	707.6
1998	84.6	369.8
1999	159.5	598.0
2000	395.1	737.2
2001	159.8	529.8
2002	196.4	682.5
2003	486.8	835.2
2004	174.0	515.6
2005	99.3	407.1
2006	145.4	501.9
2007	110.8	442.2
2008	380.1	828.4
2009	294.0	628.3
2010	288.8	718.0
2011	168.6	548.5
Media	239.5	599.2

RU (Reserva útil) = 40

	recarga	lluvia
<u>año</u>	<u>R (mm/año)</u>	<u>P (mm/año)</u>
1977	260.3	772.0
1978	302.9	578.7
1979	403.8	792.2
1980	207.7	547.4
1981	130.8	430.3
1982	313.1	763.6
1983	163.7	492.4
1984	300.6	623.4
1985	186.5	475.3
1986	272.8	648.8
1987	186.1	505.2
1988	271.0	583.5
1989	133.8	559.1
1990	190.1	632.8
1991	170.2	479.9
1992	182.3	686.0
1993	175.6	576.9
1994	182.4	508.3
1995	195.6	469.1
1996	401.5	795.7
1997	276.0	707.6
1998	73.8	369.8
1999	135.5	598.0
2000	371.1	737.2
2001	137.8	529.8
2002	183.5	682.5
2003	470.8	835.2
2004	166.0	515.6
2005	87.3	407.1
2006	129.4	501.9
2007	110.8	442.2
2008	364.1	828.4
2009	281.5	628.3
2010	272.8	718.0
2011	152.5	548.5
media	224.1	599.2