



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

ESTUDIO HIDROQUÍMICO DEL
ACUÍFERO VENTÓS-CASTELLAR
(AGOST, ALICANTE)

Lepoldo Villacampa Esteve



Tesis

Doctorales

www.eltallerdigital.com

UNIVERSIDAD de ALICANTE

Universidad de Alicante
Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente

**ESTUDIO HIDROQUÍMICO DEL ACUÍFERO
VENTÓS-CASTELLAR (AGOST, ALICANTE)**

Tesis Doctoral
LEOPOLDO VILLACAMPA ESTEVE
Alicante 2015



Director:
JOSÉ MIGUEL ANDREU RODES
Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente
Área de Geodinámica Externa
Facultad de Ciencias
Universidad de Alicante

ESTUDIO HIDROQUÍMICO DEL ACUÍFERO VENTÓS-CASTELLAR (AGOST, ALICANTE)

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante dentro del proyecto:

Balance hídrico y recarga de acuíferos en un gradiente seco-semiárido: La influencia del cambio climático y la ecohidrología del bosque (CGL2011-30531-C02-01)

La entidad financiadora del proyecto es el Ministerio de Ciencia e Innovación, con una duración que va desde 01/01/2012 hasta 31/12/2014, siendo el investigador principal Juan Francisco Bellot Abad.

Esta memoria es presentada por Leopoldo Villacampa Esteve para optar al título de Doctor en Ciencias.

Alicante, noviembre de 2015

El Doctorando

Leopoldo Villacampa Esteve

El Director

Dr. José Miguel Andreu Rodes

AGRADECIMIENTOS

La elaboración de una tesis doctoral forma parte del desarrollo cognoscitivo de su autor, e intenta aportar nuevos conocimientos a la Comunidad Científica, y generalmente, contribuye a mejorar la proyección del autor en el desarrollo de su futuro profesional, siempre que todo el esfuerzo realizado esté ligado a los perfiles personales al uso, pero además, existe un valor añadido difícilmente medible, y es, la satisfacción personal de haber superado todas las barreras y obstáculos que se han encontrado en el camino, hasta conseguir el objetivo buscado. En este trabajo, y dadas las características personales del autor, ya al final de su trayectoria profesional, y apartado de cualquier actividad laboral, la satisfacción personal cobra un valor excepcional, y sirve para poner el broche de oro a una vida de más de 41 años de esfuerzo y desarrollo. Por todos estos motivos, todas aquellas personas que de una u otra forma han contribuido a la realización del presente trabajo, cobran una dimensión humana difícilmente cuantificable.

Quiero, pues, mostrar mi más sincero agradecimiento al director de esta tesis, Dr. José Miguel Andreu Rodes, por su extraordinario trabajo científico y humano, así como a los investigadores, Yolanda Villacampa Esteve, David Benavente García, y Adoración Carratalá Giménez, que de una forma entusiasta han colaborado con sus conocimientos al buen desarrollo del presente trabajo.

También deseo agradecer a los miembros del Departamento del Ciclo Hídrico de la Diputación Provincial de Alicante las aportaciones de información recibida, así como a mis antiguos compañeros de trabajo, Juan Ayanz López-Cuervo, Rafael Soriano Belda, Vicente Catalán Cuenca, Carolina Cortada Cortés y José Gallardo Armengol, las ayudas que me prestaron.

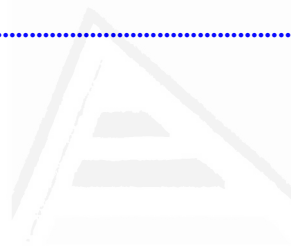
Además, es mi deseo agradecer a mi familia, especialmente a mi mujer y a mi hija, Ana, el apoyo incondicional que siempre me han prestado, sin el cual no hubiera podido llegar a culminar el trabajo.

ÍNDICE

PRÓLOGO	12
1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. JUSTIFICACIÓN.....	13
1.2. OBJETIVOS	14
1.3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	15
1.4. CARACTERIZACIÓN SOCIOECONÓMICA DE AGOST	16
1.5. METODOLOGÍA.....	18
<i>1.5.1. Métodos de campo</i>	<i>18</i>
<i>1.5.2. Métodos de laboratorio.....</i>	<i>19</i>
<i>1.5.3. Métodos de gabinete</i>	<i>19</i>
2. HIDROMETEOROLOGÍA	21
2.1. INTRODUCCIÓN	21
2.2. ENCUADRE CLIMÁTICO REGIONAL	21
2.2.1. ASPECTOS METEOROLÓGICOS	21
2.2.2. CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS.....	22
2.3. ESTACIONES DISPONIBLES	24
2.4. PRECIPITACIÓN	26
<i>2.4.1. Tratamiento de los datos</i>	<i>26</i>
<i>2.4.2. Precipitación anual</i>	<i>27</i>
<i>2.4.3. Precipitación mensual.....</i>	<i>34</i>
<i>2.4.4. Precipitaciones diarias</i>	<i>35</i>
2.5. TEMPERATURA	36
<i>2.5.1. Temperatura anual.....</i>	<i>36</i>
<i>2.5.2. Temperatura mensual</i>	<i>37</i>
2.6. EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	38
2.6.1. Evapotranspiración potencial (ETP)	38
<i>2.6.1.1. ETP anual.....</i>	<i>41</i>
<i>2.6.1.2. ETP mensual</i>	<i>42</i>
2.6.2. Evapotranspiración real.....	42
2.7. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA	46
3. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA	49
3.1. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS.....	49
3.2. LITOESTRATIGRAFÍA	50
3.3. ESTRUCTURA.....	52

4. HIDROGEOLOGÍA	55
4.1. SINGULARIDADES HIDROGEOLÓGICAS DE LOS ACUÍFEROS	
KÁRSTICOS.....	55
4.1.2. <i>Modelo conceptual.....</i>	<i>56</i>
4.1.3. <i>Estructuración y funcionamiento</i>	<i>57</i>
4.1.4. <i>Variaciones en el comportamiento de los acuíferos kársticos.....</i>	<i>58</i>
4.2. ANTECEDENTES	59
4.3. DEFINICIÓN DEL ACUÍFERO.....	61
4.3.1. <i>Materiales acuíferos</i>	<i>61</i>
4.3.2. <i>Geometría y límites.....</i>	<i>62</i>
4.4. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	64
4.5. CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS.....	65
4.5.1. <i>Piezometría</i>	<i>65</i>
4.5.1.1. <i>Red de control piezométrico</i>	<i>65</i>
4.5.1.2. <i>Evolución piezométrica</i>	<i>66</i>
4.5.1.3. <i>Parámetros hidráulicos</i>	<i>69</i>
4.6. BALANCE HÍDRICO	70
4.6.1. <i>Entradas.....</i>	<i>70</i>
4.6.1.1. <i>Método de estimación</i>	<i>70</i>
4.6.1.2. <i>Resultados obtenidos</i>	<i>72</i>
4.6.2. <i>Salidas.....</i>	<i>75</i>
4.6.3. <i>Ajuste del balance y estado del acuífero</i>	<i>76</i>
4.7. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO	77
5. HIDROQUÍMICA	79
5.1. CONCEPTOS GENERALES DE HIDROGEOQUÍMICA DE UN ACUÍFERO	
KÁRSTICO	79
5.1.1. <i>Introducción.....</i>	<i>79</i>
5.1.2. <i>Disolución de los carbonatos</i>	<i>80</i>
5.1.3. <i>Características de la composición química de los acuíferos kársticos</i>	<i>82</i>
5.2. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DEL AGUA DE PRECIPITACIÓN.....	84
5.3. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	88
5.3.1. <i>Composición química y facies</i>	<i>88</i>
5.3.2. <i>Análisis multivariante entre los parámetros fisicoquímicos</i>	<i>90</i>
5.3.3. <i>Curva de distribución de la frecuencia de la conductividad eléctrica (CDF).....</i>	<i>92</i>
5.3.4. <i>Registro vertical de la conductividad eléctrica y la temperatura.....</i>	<i>93</i>
5.3.5. <i>Variabilidad espacial del quimismo</i>	<i>95</i>
5.3.6. <i>Evolución temporal de la composición química del agua subterránea</i>	<i>96</i>
5.3.6.1. <i>Variabilidad temporal de la conductividad eléctrica</i>	<i>97</i>
5.3.6.2. <i>Variabilidad temporal del pH</i>	<i>98</i>

5.3.6.3. Variabilidad temporal de la temperatura	99
5.3.6.4. Variabilidad temporal de los principales iones	100
5.3.7. Caracterización del fondo natural	104
5.3.8. Relaciones iónicas	106
5.3.9. Presión parcial del CO ₂	110
5.3.10. Condiciones de equilibrio-desequilibrio	111
5.3.11. Principales procesos hidrogeoquímicos en el acuífero	112
5.3.12. Modelización del proceso de mezcla	114
5.3.13. Calidad del agua del acuífero.....	116
5.3.14. Modelo de regresión lineal para la conductividad eléctrica.....	119
5.3.15. Modelo conceptual del quimismo del agua.....	124
6. CONCLUSIONES	127
REFERENCIAS	131
ANEXO	143



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

PRÓLOGO

El acuífero del Ventós-Castellar es un pequeño acuífero kárstico emplazado bajo un régimen climático mediterráneo, cuyas aguas se vienen utilizando desde hace años para el abastecimiento de la localidad de Agost, pequeña localidad situada en la comarca del Alacantí, en la parte central de la provincia de Alicante, situada a unos 20 km de distancia de la capital, y con una población de 4.719 habitantes, basando su economía en la industria de la alfarería y en la agricultura, sin embargo, las aguas del acuífero del Ventós-Castellar se emplean exclusivamente para el abastecimiento urbano de la población.

Efectuar un estudio hidroquímico de este acuífero viene justificado, porque desde un punto de vista científico, se trata de un acuífero que ofrece unas condiciones ideales para su estudio en cuanto a tamaño, control, y posibilidades de trabajo sobre él, que lo hacen idóneo para estudiar diferentes aspectos hidrogeológicos, y porque además, el acuífero del Ventós-Castellar puede considerarse como representativo del tipo de acuíferos de esta región, pudiéndose utilizar los resultados obtenidos como base de partida para su aplicación en otros sistemas de su entorno.

En este sentido, son numerosos los trabajos centrados en este acuífero, especialmente aquellos que se centran en la estimación de la recarga, si bien todavía hoy apenas hay estudios específicos sobre el quimismo de sus aguas. El presente trabajo ha intentado cubrir esta laguna, aplicando en mayor o menor grado la herramienta hidrogeoquímica.

Son numerosos los trabajos ambientales y ecológicos efectuados sobre la sierra del Ventós-Castellar, sin embargo, todos los trabajos realizados en el acuífero se han centrado especialmente en aspectos hidrodinámicos y en la estimación de la recarga. Por este motivo, todavía hoy apenas hay estudios específicos sobre el quimismo de sus aguas.

El presente trabajo pretende subsanar esta laguna de información, y aplicar la herramienta hidrogeoquímica, con el objeto de lograr un mejor conocimiento del mismo completando el modelo de funcionamiento hidrogeológico que de él se tiene.

Las técnicas hidrogeoquímicas frecuentemente utilizadas en hidrogeología kárstica muestran un elevado potencial para el estudio de los procesos que tienen lugar en su seno, así como para realizar una caracterización espacial, establecer el origen de las aguas subterráneas, explicar su evolución temporal, y comprender su funcionamiento hidrogeológico, por lo que su aplicación contribuirá a conocer mejor este sistema, y en definitiva, los acuíferos de nuestra región.

1

INTRODUCCIÓN

1.1. JUSTIFICACIÓN

El empleo de las aguas subterráneas experimentó un notable crecimiento a partir de mediados del siglo XX. El aprovechamiento de este recurso ha servido para que muchas zonas económicamente deprimidas hayan salido de la pobreza y del subdesarrollo (Lamas, M.R. 2001). Algunas veces las aguas subterráneas constituyen el único recurso disponible, como ocurre en regiones con clima árido o semiárido, por lo que adquieren el valor de recurso estratégico, y por tanto el único susceptible de hacer frente a las necesidades para los diferentes usos. Paradójicamente, estas regiones suelen presentar un fuerte potencial para desarrollar una agricultura de alta rentabilidad. Actividad que requiere de grandes volúmenes de agua en regiones que carecen de recursos superficiales, por lo que el agua suele ser obtenida de los acuíferos.

El SE peninsular, y en concreto la provincia de Alicante, es una región con esas características, en la que por la carencia de aguas superficiales ha supuesto que su economía haya estado sustentada en gran medida en las aguas subterráneas. Así, durante el siglo XX los acuíferos fueron el soporte de la mayor parte de las transformaciones agrarias junto al desarrollo industrial y urbano de este territorio (DPA, 2007). Todas estas actividades conllevaron una presión excesiva sobre el agua subterránea, que supuso una explotación excesiva sobre los acuíferos, y por consiguiente, la sobreexplotación de muchos de ellos (Pulido-Bosch, 1999; Andreu *et al.*, 1997; Custodio, 2002).

A pesar de que la situación hídrica ha ido variado con el tiempo, ya que las últimas cifras oficiales estiman que a nivel provincial los acuíferos reciben unas entradas de 440 hm³/año, y experimentan unas salidas de 492 hm³/año, lo que supone un déficit hídrico de 52 hm³/año (DPA, 2007), aún hoy la utilización de las aguas subterráneas sigue siendo imprescindible. La mayor parte de los recursos hídricos empleados en la actualidad son de tipo subterráneo (51,8% del volumen suministrado como agua potable es de origen subterráneo, y un 40% de la agricultura se riega con este tipo de aguas). Por todo ello, es necesario disponer del mejor grado de

conocimiento del funcionamiento de los acuíferos con el objeto de mejorar y optimizar su gestión.

La mayor parte del agua subterránea de la provincia de Alicante proviene de acuíferos carbonatados o kársticos. A diferencia de otros lugares, en esta región la elevada complejidad tectónica se ha traducido en una elevada compartimentación hidrogeológica, hasta el punto, que en el Mapa del Agua de la provincia de Alicante se diferencian 121 acuíferos (DPA, 2007), de los cuales más del 80% son de naturaleza carbonatada. Este elevado número de acuíferos se contrapone a la extensión de los mismos, de manera que se puede decir que los acuíferos de Alicante son de pequeña extensión. Esta singularidad, si cabe, es más frecuente en la parte meridional de la provincia. En ella, la reducida extensión de los acuíferos junto la escasa pluviometría que recibe la región, hace que sus acuíferos dispongan de unos recursos muy limitados. A pesar de ello, muchos de estos sistemas han tenido o tienen una gran importancia a nivel local o comarcal, ya que sus aguas son las únicas de las que se dispone para abastecimiento urbano o riego de pequeños municipios.

El acuífero del Ventós-Castellar, es uno de estos pequeños acuíferos kársticos emplazado bajo un régimen climático mediterráneo, cuyas aguas se han utilizado históricamente para el abastecimiento de la localidad de Agost. Aunque con el paso del tiempo, el municipio ha debido de ampliar y buscar nuevos efluentes en otros sistemas acuíferos de la comarca, su demanda de agua potable, aún hoy se cubre mayoritariamente con el acuífero del Ventós. Algunos estudios han puesto de manifiesto que acuíferos kársticos como éste presentan una gran sensibilidad a las posibles variaciones de los factores climáticos y/o antrópicos (Tohuami, 2008), por lo que convendría disponer de un conocimiento de ellos adecuado. Este debería estar basado en diferentes estudios específicos (hidrodinámicos o hidroquímicos, entre otros) con objeto de poder realizar una gestión óptima del recurso agua.

Desde un punto de vista científico, se trata de un acuífero que ofrece unas condiciones ideales para su estudio en cuanto a tamaño, control y posibilidades de trabajo sobre él, que lo hacen idóneo para estudiar diferentes aspectos hidrogeológicos. El acuífero del Ventós-Castellar puede considerarse como representativo del tipo de acuíferos de esta región, de forma que los resultados obtenidos podrían servir de base para otros sistemas de su entorno. En este sentido, son numerosos los trabajos realizados en este acuífero, especialmente aquellos que se centran en la estimación de la recarga, si bien hasta el momento apenas había estudios específicos sobre el quimismo de sus aguas. El presente trabajo ha intentado cubrir esta laguna, aplicando en mayor o menor grado la herramienta hidrogeoquímica.

1.2. OBJETIVOS

De forma más concreta el presente trabajo ha perseguido alcanzar principalmente dos objetivos:

El primero de ellos ha sido actualizar y completar el grado de conocimiento hidrogeológico que se tiene del acuífero del Ventós-Castellar. Para ello se ha tratado de integrar conjuntamente los aspectos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos, de manera que se pueda precisar y lograr un mejor entendimiento de su funcionamiento hidrogeológico.

El segundo objetivo, algo más específico, ha consistido en aplicar diferentes herramientas y métodos de análisis hidroquímicos, con el objeto de efectuar una caracterización hidrogeoquímica, así como de intentar establecer los principales procesos que intervienen y controlan la mineralización y calidad de las aguas del acuífero del Ventós-Castellar. Este análisis se ha basado en relacionar el comportamiento de las variaciones de los diferentes parámetros fisicoquímicos con variables hidrodinámicas tales como, niveles, extracciones y episodios de recarga.

1.3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

Las sierras del Ventós y Castellar conforman un pequeño relieve que con una superficie de aproximadamente 7 km^2 se sitúan en la comarca del Alacantí, en la parte central de la provincia de Alicante, y a una distancia aproximada de unos 20 km al NW de la propia ciudad de Alicante. Ambas sierras unidas, constituyen una morfología más o menos semicircular cuya altitud está comprendida entre los 905 m del pico Ventós y los 300 m en el extremo S de la sierra del Castellar. En las inmediaciones de este pequeño relieve se encuentra la población de Agost.

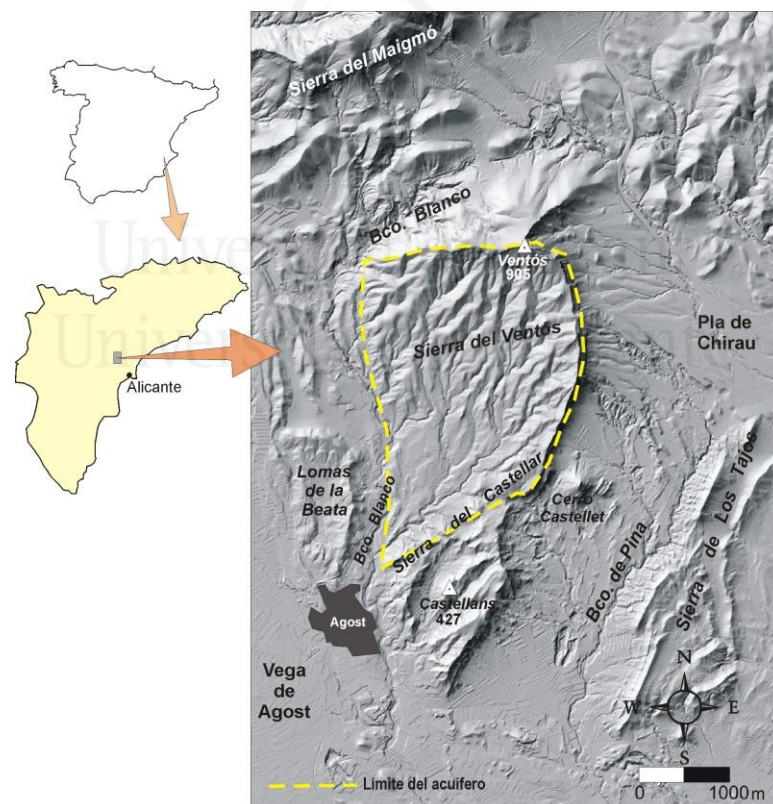


Figura 1: Localización geográfica de las sierras del Ventós Castellar.

Desde el punto de vista orográfico, limita al N con el barranco Blanco y la sierra del Maigmó, al E con Pla de Chirau, al W, es también el barranco Blanco el que lo separa de las lomas de la Beata y la Vega de Agost, y al S con una parte más deprimida antes de dar paso a la sierra de los Tajos en dirección San Vicente del Raspeig (Figura 1).



Figura 2: Vista panorámica de la sierra del Ventós

El acceso a este relieve se puede efectuar desde la N-330 que une Madrid con Alicante, tomando el desvío que indica Agost, y enlazando con la comarcal CV-820 que lleva directamente a Agost. También es posible acceder utilizando la autovía A-36 que une Alcoy con Alicante, tomando el primer desvío que indica Agost, y desde allí hasta enlazar con la comarcal CV-827 que lleva directamente a Agost, o bien, continuando hasta llegar a la rotonda donde indica Agost / San Vicente del Raspeig, desde donde también se llega a Agost por la comarcal CV-820.

Otro acceso importante, es desde la autopista del Mediterráneo A-7, que enlaza con la A-36, y desde allí por la comarcal CV-820 que lleva directamente a Agost.

1.4. CARACTERIZACIÓN SOCIOECONÓMICA DE AGOST

Por lo que a población se refiere, los primeros datos de población de este municipio son del s XVIII. En el año 1715 estaban censados 386 agosteros; el número de habitantes aumentó entre los siglos XVIII y XIX, de manera que en el año 1900 ya había 2.958 habitantes. En términos generales la población de Agost ha aumentado desde el inicio del s XX hasta la actualidad. Ello ha supuesto un incremento de 1.761 habitantes en 112 años, a un ritmo promedio de casi 16 habitantes/año, aunque no siempre ha mantenido constante dicha velocidad de crecimiento. Tras distintos altibajos durante la primera mitad de siglo XX, la localidad presentó una regresión tras la contienda civil, de manera que en 1940 descendió a 2.349 habitantes. Tras una década de estancamiento, se inició un incremento continuo pasando de 2.356 habitantes en 1950, a más de 4.000 en 1995. La segunda parte de la década de los noventa se caracterizó por una cierta estabilidad que duró hasta el año 2000 en que nuevamente empezó a crecer la población. Este nuevo periodo de crecimiento ha sido el que mayor ritmo de crecimiento poblacional ha experimentado este municipio pasando de 4.035

habitantes en el año 2000 a 4.831 en diciembre de 2011, lo que supuso un incremento de 72 hab./año. (Figura 3). El último dato de censo corresponde al año 2012 en la que había un total de 4.719 habitantes (INE 2012).

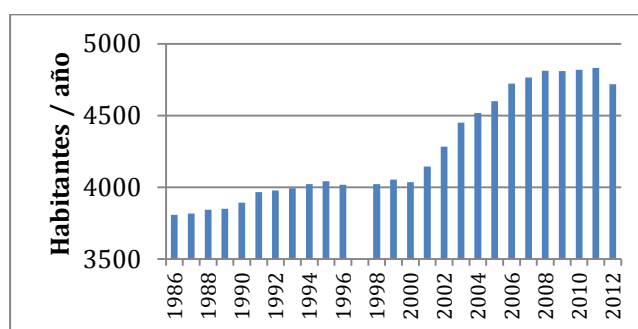


Figura 3: Evolución de la población en la localidad de Agost durante el periodo 1986-2012.

Históricamente la economía de la localidad de Agost estuvo basada en la industria de la alfarería y la agricultura. Actualmente, se puede decir que la primera actividad económica de la población es la industria, siendo la agricultura la segunda actividad productiva de la zona, a bastante distancia de la primera, en lo que a importancia económica zonal se refiere.

La industria tiene su núcleo fundamental en la alfarería, que comienza a producir utensilios para uso doméstico en 1817, y cuya actividad transformada a elementos decorativos pervive en la actualidad con 7 alfareros de artesanía industrial en activo. Sin embargo, es a partir de la década de los sesenta cuando comienzan a implantarse y transformarse en industrias auxiliares de la construcción, especializándose en la fabricación de tejas y ladrillos. En la actualidad existen 31 industrias dedicadas a dicha actividad esa actividad, aunque su punto álgido se alcanzó en 2007, en que se lograron producir 1.784.942 toneladas de material de las 30.000.000 toneladas que se produjeron en toda España. Ello supuso un 5,95% de toda la producción nacional de ladrillos según datos facilitados por la Asociación Nacional de Fabricantes de Tejas y Ladrillos. Con la crisis que ha atravesado el sector, la producción ha descendido, si bien, se puede decir que todavía mantiene una actividad con cierta normalidad debido fundamentalmente a la exportación de sus productos.

Por último, conviene destacar que en Agost, existe además un pequeño grupo disperso de industrias auxiliares tanto del calzado como del mueble, cuya incidencia económica resulta de difícil cuantificación debido a lo artesanal de su actividad, y a la dispersión de la misma.

En cuanto a la agricultura se refiere, se puede decir que es el cultivo de la vid, especializado en la uva de mesa, y en menor medida el cultivo de secano, junto con algunas hortalizas, las que mantienen el peso de la economía. La uva de mesa, que utilizando el sistema de cultivo de uva “embolsada” para las especies de *Italia*, *Aledo* y *Rosetti*, ocupa una superficie cultivable de 850 ha, con una producción en 2012 de 7.100 Toneladas dieron empleo a más 3.000 personas (Consellería Agricultura, 2012). También existen otros cultivos fundamentalmente de secano considerados como complementarios, tales como el del almendro y el olivo, así como una pequeña superficie destinada al cultivo de hortalizas con una superficie cultivada de 87 ha (Mejuto, 2006). (Tabla 1)

Cultivo	S
Uva de mesa	850
Almendro	240
Olivo	51
Algarrobo	15
Otros	87
TOTAL	1.243

Tabla 1: Superficie cultivada (ha) en el municipio de Agost.

A pesar de las características semiáridas de la zona en la que se encuentra Agost, históricamente la demanda de agua de esta población fue cubierta por sus propios recursos. Estos recursos han sido básicamente subterráneos, ya que, si bien existieron algunos cursos superficiales permanentes o semipermanentes, éstos estuvieron asociados a la propia descarga de manantiales. En la segunda parte del siglo XX comenzó la importación de agua de otros lugares pero exclusivamente para uso agrícola (Rico, 1994). Buena parte del autoabastecimiento en recursos hídricos de este municipio se ha debido a que se trata de una pequeña localidad.

El agua que se utiliza en el riego agrícola, procede de los caudales adquiridos a la Sociedad de Canales de la Huerta, cuya agua procede mayoritariamente del acuífero Jumilla-Villena y es extraída desde los bombeos del Zaricejo, así como a la Comunidad de Regantes de Novelda, con agua extraída del acuífero del Cid (Rico, 1994).

1.5. METODOLOGÍA

El presente estudio se ha basado principalmente en el tratamiento de la información contenida en las principales bases de datos pertenecientes al Dpto. de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, por lo que mayoritariamente ha consistido en un trabajo de gabinete. No obstante, a continuación se expone de forma resumida las principales actividades llevadas a cabo para la adquisición de la información y la elaboración de la presente memoria. Éstas se pueden agrupar bajo los epígrafes de métodos de campo, de laboratorio y de gabinete.

1.5.1. Métodos de campo

Inventario de puntos de agua:

A partir de los inventarios previos, se realizaron visitas al campo para actualizar el inventario y completar la información existente.

Seguimiento piezométrico:

Mayoritariamente el seguimiento piezométrico ha sido realizado de forma automatizada; sin embargo, de forma puntual se realizaron reposicionamientos de la sonda y se tomó algún dato de forma manual.

Seguimiento de las características físicas y químicas de las aguas:

Esta red funcionó de forma discontinua y con diferente frecuencia a lo largo del periodo seleccionado. Durante la recogida de las muestras, se procedió a la medición in situ de la conductividad eléctrica y temperatura del agua mediante un conductivímetro y un termómetro portátiles marca Hanna Instruments. La precisión de estos equipos es de $1 \mu\text{S cm}^{-1}$ y $0,1^\circ\text{C}$.

1.5.2. Métodos de laboratorio

Determinaciones analíticas:

Dado el amplio intervalo temporal de muestreo, las muestras de aguas fueron realizadas por distinto personal de la Universidad de Alicante. El análisis se iniciaba inmediatamente a la entrada de la muestra en el laboratorio varias horas después de su recogida. El procedimiento comenzaba con la medición del pH y la valoración del contenido en bicarbonatos; posteriormente se procedía a la división de la muestra en dos partes alícuotas, una de las cuales se acidificaba para los análisis de cationes, permaneciendo la otra en las mismas condiciones de su recogida. Dichas alícuotas eran guardadas en cámara frigorífica a 4°C para su buena conservación, a la espera de entrar en las tandas de análisis.

Han sido varios los laboratorios que han efectuado las determinaciones analíticas, si bien los más utilizados han sido los laboratorios del Dpto. de Ingeniería Química de la Universidad de Alicante (1988-2009) y el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (2010-2011). También se dispone de algunos análisis realizados por el laboratorio Labaqua y por el laboratorio de IGME. Esta diversidad de laboratorios implica que han sido diversas las metodologías analíticas utilizadas. En todos ellos se utilizaron las técnicas homologadas para los distintos parámetros fisicoquímicos (Standard Methods, 2013).

1.5.3. Métodos de gabinete

Recopilación bibliográfica:

Simultáneamente a la realización de este estudio se fueron recopilando y revisando aquellos trabajos bibliográficos relacionados con la temática. Para ello se utilizó principalmente bibliografía de las revistas científicas, tesis doctorales, comunicaciones en simposios y jornadas, así como informes técnicos llevados a cabo tanto por organismos públicos como privados.

Base de datos:

Con similar metodología a la recopilación bibliográfica se fue recogiendo toda la información geológica e hidrogeológica existente. También la información hidrometeorológica procedentes de las estaciones seleccionadas de los diferentes organismos: AEMET (Agencia Nacional de Meteorología), IVIA (Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias), Dpto. de Ecología de la UA, y Diputación Provincial de Alicante. Toda esta información fue almacenada en una base de datos para su posterior tratamiento.

Tratamiento de datos

Con toda la información obtenida se procedió a su posterior tratamiento informático, análisis e interpretación. Para el tratamiento de la información hidrometeorológica, como hidrogeológica se utilizaron tanto hojas de cálculo Excell, como otros códigos hidrológicos específicos como HYDROBAL (Bellot y Chirino, 2013). Para el caso concreto de los aspectos hidrogeoquímicos se han utilizado códigos como INAQUAS (Moreno y De la Losa, 2009) PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). El análisis estadístico se ha efectuado con el programa SPSS con los cuales se han realizado los análisis de componentes principales y generado modelos (Pla, 1986; Pardo, A. y Ruiz, M. A. 2002).

Interpretación de la información:

A partir de los resultados obtenidos del tratamiento de la información, se procedió a la interpretación de los mismos, a la caracterización hidrogeoquímica, y a completar el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero del Ventós-Castellar

Redacción de la memoria:

Por último, y tras la interpretación de todos los resultados, se procedió a la elaboración de tablas y gráficos definitivos, digitalización de los mapas, y redacción y mecanografiado de la presente memoria

2

HIDROMETEOROLOGÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se sintetizan los principales resultados del tratamiento de la información hidrometeorológica recopilada para el área en la que se centra esta investigación. El factor climático tiene una notable importancia cuando se realizan estudios hidrogeológicos, especialmente cuando se pretende cuantificar las componentes del Ciclo Hidrológico. Así, a partir de las series de datos existentes, es posible establecer la magnitud, y la variabilidad espacial y temporal de componentes como la precipitación y la evapotranspiración.

2.2. ENCUADRE CLIMÁTICO REGIONAL

Antes de pasar a efectuar las estimaciones de las variables climáticas, se realiza una breve descripción de algunos aspectos meteorológicos generales, así como un encuadre climático regional que ofrezca una primera idea del entorno en el que se encuentra el acuífero del Ventós-Castellar, y sirva además para introducir la situación hídrica del lugar donde se ha desarrollado el presente estudio.

2.2.1. ASPECTOS METEOROLÓGICOS

La ubicación geográfica de las sierras del Ventós y Castellar, en la parte meridional de la provincia de Alicante, refleja unas características climáticas condicionadas por la circulación atmosférica en este entorno. El régimen de vientos predominante favorece la presencia de frentes provenientes del Mediterráneo, que suelen ser los responsables de los episodios pluviométricos más significativos, siendo poco habitual que frentes de procedencia atlántica provoquen precipitaciones en esta parte de la provincia. Los vientos dominantes adquieren direcciones del E y SE, y muestran una tendencia importante a frenarse, generando nubes de gran inestabilidad que se traducen en intensos aguaceros de carácter local y corta duración. Ocasionalmente, también se reciben frentes provenientes del SW, pero debido a que han de atravesar una gran parte del territorio peninsular, cuando llegan a esta región, suelen llegar desgastados y tan sólo originan algunas precipitaciones en las partes más septentrionales de la provincia, especialmente sobre las tierras de Alcoy y la sierra de

Aitana. Además de éstos, en la región existen otros flujos que generalmente suelen ser de corta duración; de forma que cuando provienen del S causan aumentos significativos de la temperatura, y cuando lo hacen del N ó NW provocan importantes descensos de la temperatura.

A grandes rasgos, la época otoñal se caracteriza por la entrada de aire frío que ocasiona una gran inestabilidad, llegando a desencadenar episodios lluviosos. Este tipo de fenómenos favorece las lluvias de gran intensidad durante cortos intervalos de tiempo, a lo sumo de pocas horas, que producen inundaciones o riadas. Generalmente, ocurren entre mediados de septiembre y finales de noviembre, periodo que concentra el 75% de todos los episodios diluviales catastróficos (Olcina, *et al.*, 2000).

En la época invernal es cuando tiene lugar la circulación de componente N ó NW que suele producir notables descensos de temperatura, si bien, no suelen venir acompañados de precipitaciones significativas. Durante esta época, el anticiclón de las Azores que tiene una gran influencia sobre la climatología de toda la península Ibérica, y que está situado al W de la misma, suele descender situándose entre los 40° y 30° N. Esta situación permite que penetre por su parte inferior aire cálido del W y SW dando origen puntualmente a temperaturas ambientales suaves y agradables, más conocidas como las "calmas de enero", las cuales son más perceptibles en la franja litoral que en el resto de la provincia. Esta situación de estabilidad atmosférica, sólo se ve puntualmente alterada por el paso ocasional de algún frente más o menos activo. En general, el periodo invernal se caracteriza por presentar cielos despejados, con heladas nocturnas e inversiones térmicas puntuales ocasionadas por olas de frío, siendo la duración media del período invernal de dos a tres meses.

La época primaveral suele caracterizarse por la presencia de tiempo variable donde se alternan los chubascos, los periodos soleados y las calmas, pudiéndose llegar a alcanzar temperaturas típicamente veraniegas por encima de los 30°C.

Por último, durante la época estival, el anticiclón de las Azores asciende y se sitúa entre las latitudes 50° y 40° N, ejerciendo así su influencia sobre esta región y creando una climatología de tipo subtropical con presencia de abundantes calmas y temperaturas suaves. Sin embargo, la influencia del anticiclón se ve interrumpida de forma puntual, por la presencia de algunas oleadas de calor procedentes del continente africano; es entonces cuando las altas temperaturas dan lugar a una acusada sequía y la evaporación es más elevada. Como consecuencia de esta situación, se producen aumentos de la humedad relativa del aire, pudiéndose alcanzar valores del 98 % al final de la época veraniega que pueden constituir auténticas olas de calor (Azorín, 2005).

En definitiva, los aspectos meteorológicos que dominan en el área de estudio muestran un ciclo meteorológico anual típico de ámbito mediterráneo. Éste se caracteriza por presentar unos períodos de estiaje tremendamente largos que en muchas ocasiones puede llegar a alcanzar hasta los cinco meses.

2.2.2. CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS

Han sido muchos los autores que han centrado sus estudios sobre la climatología de la provincia de Alicante (Panadera *et al.*, 1989; Capel, 1981; Font, 1983; García de

Pedraza *et al.*, 1994 y Olcina *et al.*, 2010), lo que ha permitido establecer una zonación climática del territorio provincial. La mayoría coincide en diferenciar un clima de ladera lluvioso en la parte septentrional del eje comprendido entre la sierra de Aitana y Alcoy, un clima de ladera seco en las laderas meridionales de dichos relieves, y un clima semiárido para el S de la provincia; sin embargo, otros como Capel (1981) reducen esta zonación a dos: una Zona Levantino-Balear en la parte septentrional y una Zona Subdesértica en el sector meridional (Font *et al.*, 1983; Olcina *et al.*, 2010).

En cualquier caso, lo que resulta más significativo es la existencia del efecto barrera que ejercen los relieves montañosos sobre los frentes de origen atlántico que logran atravesar la meseta, y afectan al golfo de Valencia, así como sobre los vientos marinos o de Llevant procedentes del NE. Ello da origen a dos zonas claramente diferenciadas pluviométricamente, la septentrional con precipitaciones más elevadas, y la meridional con una ostensible escasez de pluviometría. Las precipitaciones al N de la sierra de Aitana alcanzan los 500 mm/año, pudiendo llegar a los 900 mm/año como ocurre al NE de la provincia (Figura 4). En la parte S, situada a sotavento de los vientos húmedos, las lluvias no suelen superar los 400 mm/año.

Se podría pensar que el flujo de aire procedente del S ó del SE provocaría un efecto similar en la zona meridional, pero esto no se produce, ya que los vientos provenientes del N de África suelen ser menos frecuentes y más secos, dado que la franja marítima que atraviesan es estrecha. Únicamente las borrascas atlánticas que entran por Gibraltar, y consiguen llegar por el SE, suelen producir algunas precipitaciones, siempre y cuando no lleguen ocluidas o en trance de oclusión.

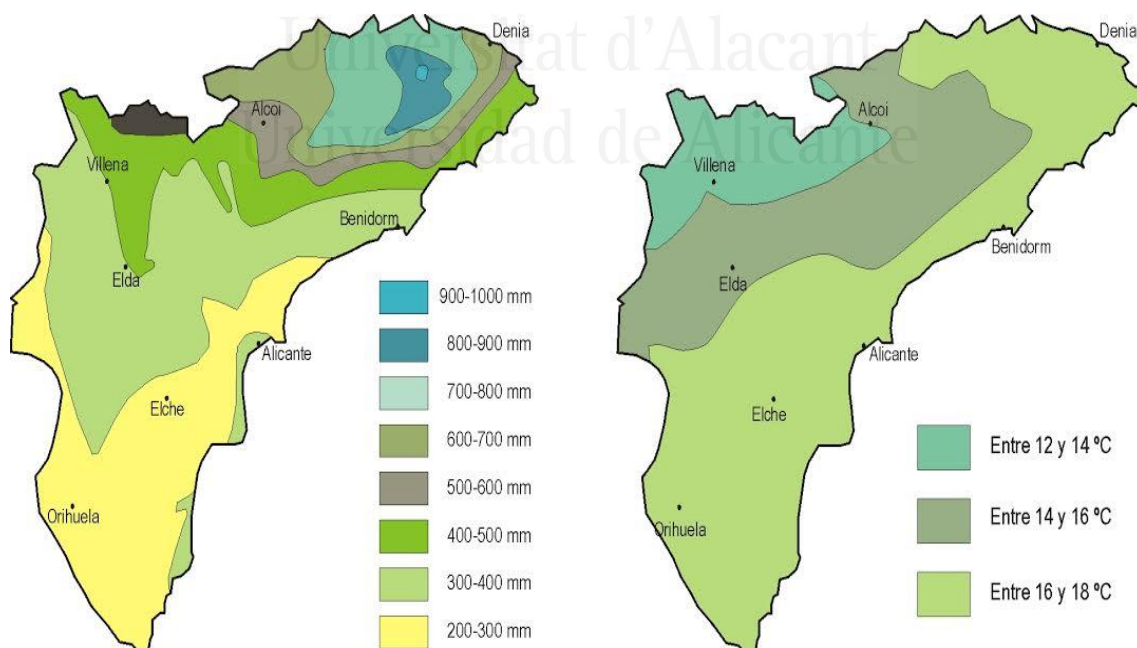


Figura 4: Precipitación media (izquierda) y temperatura media (derecha) en la provincia de Alicante para el periodo 1982/99 (tomado de Gil *et al.*, 1999).

Las sierras del Ventós y Castellar se encuentran en el sector prelitoral de la zona meridional climática, en que el clima presenta mayor aridez y temperaturas más cálidas. Este sector presenta su principal *input* de lluvias asociadas a ciclogénesis mediterráneas. Estas lluvias implican complejos sistemas convectivos mesoescalares, con tipologías de frentes de retroceso que provocan precipitaciones intensas y en las que la temperatura del mar juega un papel importante (Millan *et al.*, 1995).

Los sistemas frontales atlánticos y las tormentas de verano suelen ocasionar menores episodios lluviosos, representando tan sólo entre el 15 y 20% del total de los eventos anuales, mientras que los temporales de Levante suelen producir un tipo de precipitación más significativa, ya que la cantidad de lluvia aportada representa más del 65% de la precipitación anual (Azorín y López Bustoins, 2005).

Es precisamente durante los temporales de Levante, cuando suelen hacer acto de presencia los fenómenos de lluvia torrencial relacionados con DANAs (Depresiones Aisladas en los Niveles Altos), habitualmente conocidos como “gotas frías”. Los fenómenos de “DANAs ocasionan situaciones de intensa inestabilidad, generalmente entre los meses de septiembre y noviembre, época en la que el mar Mediterráneo alcanza temperaturas especialmente elevadas. Cuando en ese momento se da la circunstancia de que penetra una masa de aire frío sobre la zona, se genera un mecanismo de recarga de la humedad ambiental producido por la diferencia de temperaturas entre el mar y la propia masa de aire frío, desencadenándose un episodio de lluvia torrencial (Millán *et al.*, 2005). Dichos fenómenos son, sin duda alguna, uno de los riesgos de catástrofe natural más importantes de esta región (Olcina y Rico, 2000). Uno de los episodios de gota fría más significativos desde que se dispone de registro fue el ocurrido el 30 de septiembre de 1997, ya que en la localidad de Agost se registraron 136 mm de pluviometría en tan sólo 8 horas (García Mayor, 2008).

2.3. ESTACIONES DISPONIBLES

Además de las estaciones pertenecientes a redes estatales o provinciales, se ha podido contar con información de estaciones que han funcionado esporádicamente para investigaciones desarrolladas por los departamentos de Ecología y Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. La información utilizada en las distintas fases de este estudio procede de las siguientes 6 estaciones meteorológicas (Tabla 2 y Figura 5):

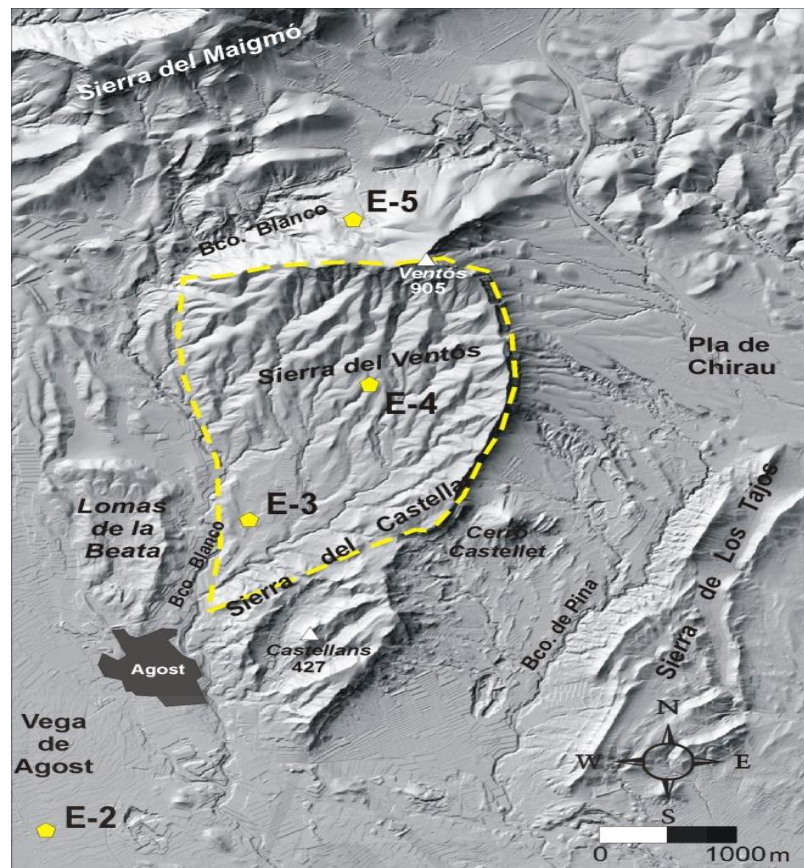


Figura 5: Situación de las estaciones meteorológicas del entorno del relieve del Ventós (Andreu 2012).

- E-1 (8021-A Agost-Escuela). Estación termoplumiométrica perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Está ubicada en la localidad de Agost en la propia parcela del colegio público, a una altura de 310 m s. n. m. y situación $38^{\circ}26'28''$ N, $00^{\circ}38'25''$ W; es la estación más antigua de todas las que están en el área próxima a los relieves de Ventós y Castellar, ya que entró en servicio con el registro de la precipitación en 1975. Años después (1980) pasó a registrar también la temperatura.

- E-2 (Agost). Estación termoplumiométrica de Agost integrada en la red del Sistema de Información Agroclimática para el Regadío (SIAR) perteneciente al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, y dentro de la red del Instituto Valenciano de Información Agrícola (IVIA). Se ubica al sur de la población y fuera del perímetro del acuífero, es una instalación que lleva menos tiempo en servicio, puesto que fue instalada el 03/12/2002.

- E-3 (28 Ventós). Estación termoplumiométrica emplazada sobre el mismo acuífero, y perteneciente a la red de Información Hidrológica de la Excma. Diputación de Alicante. Se encuentra ubicada en el mismo recinto del sondeo Ventós (nº 3), a una altura de 360 m s. n. m. Comenzó a funcionar a partir de 2002, aunque de la temperatura se tiene registro a partir de 2004.

- E-4. Ventós-Umbría. Estación termoplumiométrica perteneciente al Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante y situada a 621 m s. n. m. en el entorno del acuífero, concretamente en la vertiente septentrional del relieve Ventós ($38^{\circ}48'33''$ N,

00°62'14" W). Esta estación actualmente se encuentra fuera de servicio pero aportó información de pluviometría entre 1996 y 2004.

- E-5. Ventós-Solana. Estación termopluviométrica también perteneciente al Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante y situada 556 m s. n. m. en la vertiente meridional del relieve Ventós, y por consiguiente, dentro del perímetro del acuífero (38°46'79" N, 00°62'09" W). De esta estación tampoco se dispone de una serie muy larga, de manera que el registro pluviométrico abarca el período 1998/2012, pero con una laguna entre 2004 y 2007, mientras que la serie de temperaturas corresponde al periodo comprendido entre 1998 y 2012.

- E-6. 8013A Novelda. Estación termopluviométrica perteneciente a la red de AEMET. Únicamente se ha utilizado para comparar y contrastar la información de las series climáticas de la estación E-1.

Nº	Indicativos	Latitud	Longitud	Altitud	P	T	Dist. mar
E-1	8021-A Agost Escuela (AEMET)	38°26'28"N	00°38'25"W	310	1975-2012	1980-2012	12
E-2	Agost	38°25'42"N	00°38'88"W	345	2002-2012	2002-2012	11
E-3	DPA-28-Ventós	38°27'05"N	00°37'54"W	360	2002-2012	2004-2012	13
E-4	Ventós-Umbría	38°28'51"N	00°37'29"W	621	1996-2004	-----	19
E-5	Ventós-Solana	38°28'08"N	00°37'38"W	556	2008-2012	1998-2012	17
E-6	8013-A Novelda	38°23'09"N	00°45'55"W	233	1949-2012	1966-2012	28

Tabla 2: Relación de estaciones meteorológicas utilizadas en el presente trabajo.

De todas las estaciones ubicadas en el entorno de los relieves del Ventós y Castellar la que presenta mayor periodo de registro es la E-1 (8021-A Agost-Escuela), tanto para la precipitación como para la temperatura. Sus series son bastante completas por lo que no presenta muchas lagunas. Por ello se ha considerado como la estación de referencia para establecer las características climáticas de las sierras del Ventós y Castellar. El resto de estaciones se han utilizado para el completado de lagunas y para comparar la información obtenida.

2.4. PRECIPITACIÓN

2.4.1. Tratamiento de los datos

Los datos de partida corresponden a valores de precipitaciones líquidas, los cuales vienen expresados en altura de lámina de agua equivalente. En las sierras del Ventós y Castellar las precipitaciones se realizan fundamentalmente en forma de lluvia

y a veces de granizo, siendo muy poco frecuentes aquellas que se producen en forma de nieve. Se han desestimado otros tipos de precipitaciones ocultas como el rocío, la escarcha y las nieblas goteantes, ya que ninguna de las estaciones utilizadas dispone de sistemas de medición; no obstante, el volumen total de éstas con respecto a las precipitaciones visibles se considera muy inferior, ya que en esta subregión del sudeste, en la que se encuentran estos relieves, el rocío no es demasiado frecuente y la escarcha casi inexistente (Font *et al.*, 1983).

Debido a la multiplicidad de factores que inciden sobre la variable precipitación, especialmente en climas como el mediterráneo caracterizado por su irregularidad, y donde el valor de la media de estas precipitaciones presenta coeficientes de variación altos, se requieren series suficientemente largas para que su estimación sea consistente (Fernández *et al.*, 2008). En este caso se ha podido contar con una serie de pluviometría de 37 años, superando el intervalo mínimo de tiempo de 30 años, que recomienda la Organización Meteorológica Mundial para que su estimación sea mínimamente representativa.

El tratamiento efectuado a los datos pluviométricos ha sido el convencional para este tipo de estudios hidrogeológicos, aunque ligeramente simplificado. Este tipo de tratamientos presenta dos etapas: la de homogeneización del periodo establecido y completado de lagunas, y la de corrección de posibles errores (García-Sánchez *et al.*, 2004). En este caso se ha preferido efectuar únicamente la etapa inicial; la razón de ello es que los tratamientos de corrección pueden producir una excesiva homogeneización de los datos que pueden encubrir la realidad.

Debido a que el registro pluviométrico en la estación E-1 es el más largo y completo, ha sido la estación utilizada como referente para el cálculo de la precipitación sobre los relieves del Ventós y Castellar. El completado de datos mensuales que ha sido relativamente bajo se ha efectuado atendiendo a la cantidad de lagunas que incluía la serie. Así, en aquellos años en los que la carencia de datos ha sido de uno a tres meses, el completado se ha obtenido a partir de la media aritmética de tres estaciones próximas y de características de ubicación similares, tal y como recomienda la *U.S. Weather Bureau*, para ello se han utilizado las estaciones existentes en el entorno de este relieve. Al no existir años con ausencia de datos pluviométricos de más de 3 meses no ha hecho falta usar otro tipo de metodologías estadísticas.

2.4.2. Precipitación anual

Los datos de pluviometría anual completados, así como algunos estadísticos descriptivos se muestran en la tabla 3. El módulo pluviométrico anual medio en la estación E-1 es de 290 mm, valor ligeramente inferior a la E-6 de Novelda (306 mm/año), estación situada algo más alejada del relieve del Ventós-Castellar, lo que indica que este relieve recibe una precipitación inferior a 300 mm/año. Estas cuantías de precipitación ponen de manifiesto que el área de estudio se encuentra dentro de una las partes más secas de la provincia. Del periodo que se dispone registro, el año hidrológico 1994/95 es el más seco con 105 mm, mientras que el más lluvioso corresponde a 1988/89 con 556 mm. La diferencia o rango entre ambos es de 450 mm lo que evidencia, conjuntamente con una desviación típica y un coeficiente de variación elevado, la irregularidad pluviométrica interanual de esta región.

	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6
Fecha	8021A Agost	Agost IVIA	28 DPA	Ventós Umbría	Ventós Solana	8013A Novelda
1975/76	350					353
1976/77	359					351
1977/78	198					193
1978/79	210					238
1979/80	408					373
1980/81	226					215
1981/82	359					372
1982/83	323					333
1983/84	277					230
1984/85	234					235
1985/86	289					230
1986/87	172					181
1987/88	476					695
1988/89	556					646
1989/90	389					411
1990/91	255					269
1991/92	218					275
1992/93	277					277
1993/94	166					193
1994/95	105					102
1995/96	314					303
1996/97	415			553		494
1997/98	227			238		222
1998/99	173			207	209	187
1999/00	159			157	171	153
2000/01	308			326	330	314
2001/02	328			360	365	375
2002/03	185	159	168	183	208	194
2003/04	329	347	365	337		376
2004/05	184	183	164			202
2005/06	278	229	221			296
2006/07	325	374	407			375
2007/08	329	339	322			375
2008/09	458	410	430		433	429
2009/10	360	356	337		351	368
2010/11	226	246	266		246	225
2011/12	245	236	227		218	226
Media	290	288	291	295	281	306
σ	99	87	95	82	99	123
CV	34	30	33	28	35	40
Máximo	556	410	430	360	433	695
Mínimo	105	159	164	157	171	102

Tabla 3 : Series pluviométricas anuales (mm/año) y estadísticos descriptivos (media, desviación típica σ , coeficiente de variación (CV en %), máximo y mínimo

Desde el año 2002 se dispone de registro pluviométrico en otras estaciones del entorno del relieve. A pesar de que el periodo de registro es bastante corto, las precipitaciones medias de las mismas muestran también un valor de precipitación media semejante a la estación E-1. Lamentablemente, las estaciones ubicadas sobre el relieve disponen de un registro escesivamente corto, por lo que a pesar de que se incluyen en la tabla, no han sido consideradas más allá de comparar algunos años coincidentes.

La evolución de la precipitación anual registrada en el observatorio E-1 está representada en la figura 6. Del periodo de registro hay un número de años semejantes entre los que superan la media y los que no la alcanzan (19 años están por encima de la media, lo que supone el 51,4% y 18 por debajo, aproximadamente un 48,6%).

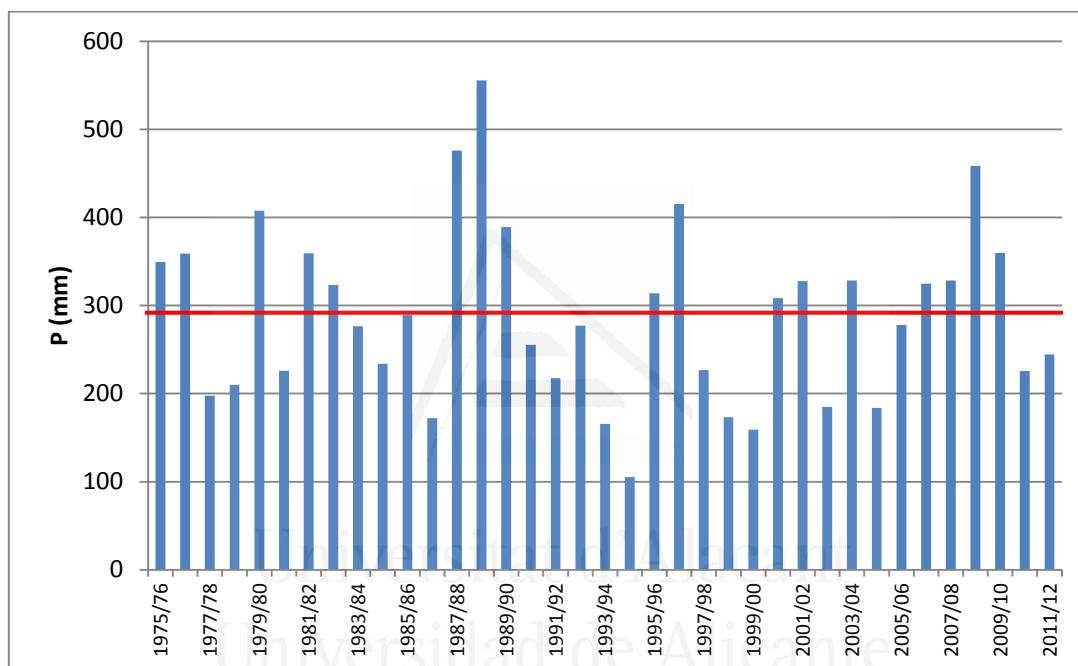


Figura 6 : Precipitaciones anuales de la estación E-1 para el periodo 1975/76-2011/12.

Tal y como se observa en la figura 6, existe una notable variabilidad pluviométrica entre los años que componen la serie, pudiendo observarse años y periodos secos alternantes con otros normales o húmedos.

La frecuencia con que se producen las precipitaciones anuales en el período comprendido entre 1975/76 y 2011/12, oscila entre 0,22 y 0,03, para pluviometrías entre 105,4 mm y los 555,4 mm, estando las frecuencias máximas agrupadas en torno a 0,32 con pluviometrías comprendidas entre 200-300 y 300-400 mm (Figura 7).

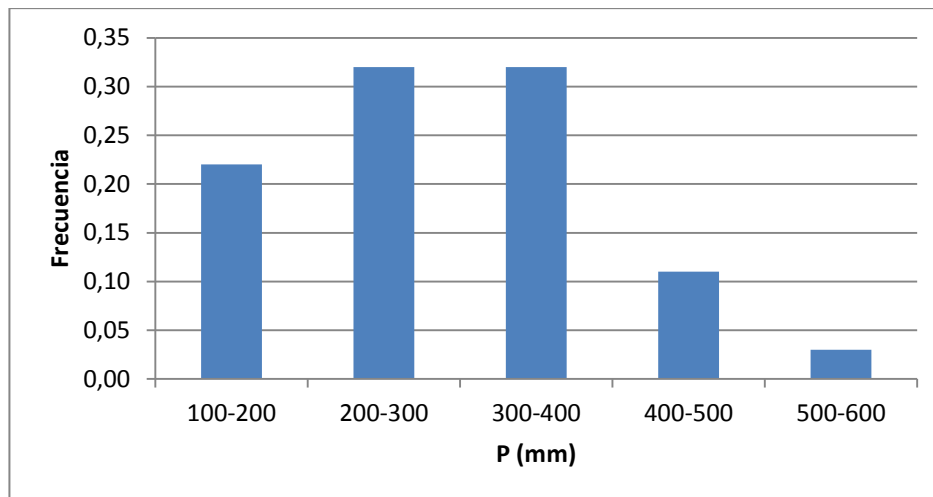


Figura7:: Frecuencia de precipitaciones anuales registradas en la estación E-1 para el periodo 1975/76-2011/12.

Para analizar la variabilidad interanual de la precipitación y la duración e intensidad de los años y periodos secos se ha calculado el SPI o índice pluviométrico estándar (Mckee, *et al.*, 1993) y la curva de desviaciones acumuladas respecto a la precipitación anual media.

El SPI se considera uno de los mejores índices para reconocer los años o periodos secos, así como para realizar comparaciones y cuantificar la severidad, duración y magnitud de estos periodos. Aunque el desarrollo del SPI es relativamente reciente su empleo viene siendo habitual en estudios de sequía (Lloyd-Hughes y Saunders, 2002; Cuadrad *et., al*, 2006) e hidrogeológicos (Martos, 2008). Este índice se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$SPI = (X_i - MX) / \sigma$$

en la que:

SPI = Índice pluviométrico estándar

X_i = Precipitación anual

MX = Media de la precipitación anual del periodo analizado

σ = Desviación estándar de la serie de precipitación anual del periodo

Los años secos se han identificado de acuerdo con los valores del SPI y la clasificación de los mismos se ha hecho siguiendo la propuesta de Agnew y Chappell (1999). Así, los años o periodos secos se inicia cuando el valor del SPI o el acumulado de varios años está entre los valores 0 y $-0,84$ y termina cuando los años o periodos retornan a valores positivos. La intensidad de un año o periodo seco o húmedo depende de la magnitud alcanzada o en el caso de periodos de la suma de los SPI de cada uno de los años que lo integran.

Categoría	Valor SPI	Probabilidad ocurrencia en 60 años
Extremadamente húmedo	> 1,65	<5% de los años
Muy húmedo	1,28 a 1,65	<10% de los años
Moderadamente húmedo	0,84 a 1,28	<20% de los años
Ligeramente húmedo	0,84 a 0	<30% de los años
Ligeramente seco	0 a -0,84	<30% de los años
Sequía moderada	-0,84 a -1,28	<20% de los años
Sequía severa	-1,28 a -1,65	<10% de los años
Sequía extrema	<1,65	<5% de los años

Tabla 4: Intensidad y probabilidad de sequías en función del valor del SPI (Agnew y Chappell, 1999).

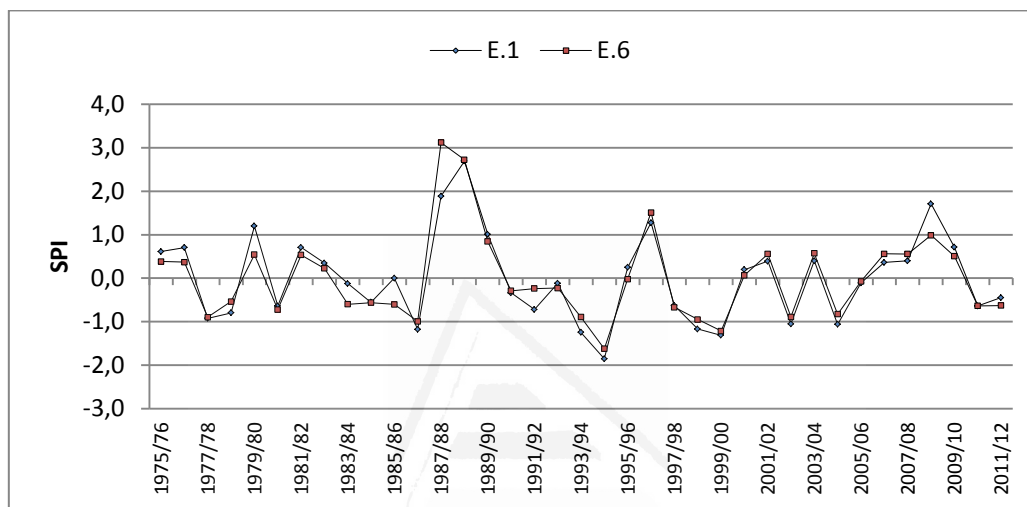


Figura 8: Evolución del SPI anual medio en las estaciones E-1 y E-6 durante el periodo 1975-2012.

A lo largo del período de registro existe una elevada variabilidad del SPI donde se alternan años secos con otros de elevada humedad (Figura 8). Se han observado 20 años con SPI negativo y 17 con SPI positivo, y tan sólo dos con valor cero, teniendo entre los períodos negativos, 10 ciclos de duración bianual (1977/79, 1980/82, 1983/85, 1990/92, 2010/12), así como 2 ciclos de duración trianual (1993/96, 1997/00), mientras que entre los ciclos positivos, 5 de ellos tienen duración anual (1979/80, 1982/83, 1985/86, 1996/97, 2003/04) y 2 tienen duración bianual (1974/75, 2000/02), y tan sólo 1 ciclo tiene duración trianual (1987/90), otro ciclo tiene duración quinquenal (2005/10), y con valor 0, tan sólo existen dos ciclos con una duración anual (1992/93, y 2005/06).

Aplicando la clasificación climática, el 37,8% (14) de los años corresponden a años de tipo ligeramente seco, el 32,4% (12) a los de tipo ligeramente húmedo, es decir el mayor porcentaje ocupa la zona central de la clasificación, mientras que el 8,1% (3) es extremadamente húmedo y tan sólo un 2,7% (1) presenta sequía extrema.

Por otro lado, la caracterización las secuencias secas y húmeda en el área de estudio también se ha realizado mediante la elaboración de la curva de desviaciones acumuladas de la precipitación media anual (Martínez Alfaro *et al.*, 2006). Se trata de otra herramienta hidrológica frecuentemente utilizada en estudios de este tipo (Andreu, 1997; Martos, 2008).

A grandes rasgos, se puede establecer un periodo seco desde el inicio del registro hasta pasada la mitad de la década de los ochenta, seguido de unos años extremadamente húmedos (Figura 9). A principios de la década de los 90 se instala un periodo seco que llega hasta mediados de los 2000, tan sólo roto por algunos años aislados con precipitaciones superiores a la media. A mediados de la década del 2000 se produce el periodo húmedo más largo de la serie que finaliza en 2010. Como se puede observar tanto la estación E-1 de Agost como E-6 de Novelda, presentan un comportamiento semejante, lo que indica que estos periodos húmedos y secos no son de carácter local sino regional. En definitiva, se puede establecer que el periodo de registro se ha caracterizado por un predominio de los años secos respecto a los húmedos, donde además estos últimos son de una duración mucho menor.

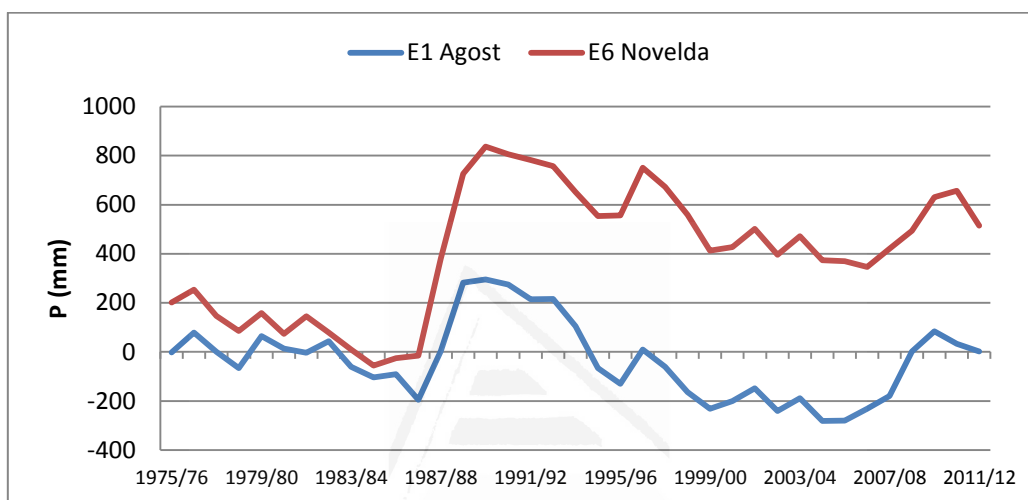


Figura 9 : Curvas de desviación acumulada de la precipitación anual respecto a la media para las estaciones E-1 y E-6.

Tendencia y estacionalidad de la precipitación

Por último se ha intentado observar cuál es la tendencia de esta variable a lo largo del periodo de estudio. A nivel global todo indica una tendencia al aumento de la precipitación en los países del norte de Europa y negativa en los del sur (IPCC, 2007). Estudios previos sobre la pluviometría en la franja mediterránea española realizados por Peñarrocha *et al.* (2002) indicaron una tendencia al incremento tanto en el número como en la magnitud de los episodios pluviométricos. Millán *et al.* (2005) observaron que entre 1950 y 2000, tanto la cantidad de precipitación acumulada anualmente como su distribución estacional, mostraba una variación de régimen durante esos años, comprobándose como en la Comunidad Valenciana siguen una tendencia negativa en su interior, y una tendencia nula o positiva en la zona costera debido sin duda al incremento de los temporales de Levante, lo que provoca el incremento de las precipitaciones en dicha zona. La tendencia de precipitaciones de la estación E-1 muestra una ligera pendiente negativa (Figura 10).

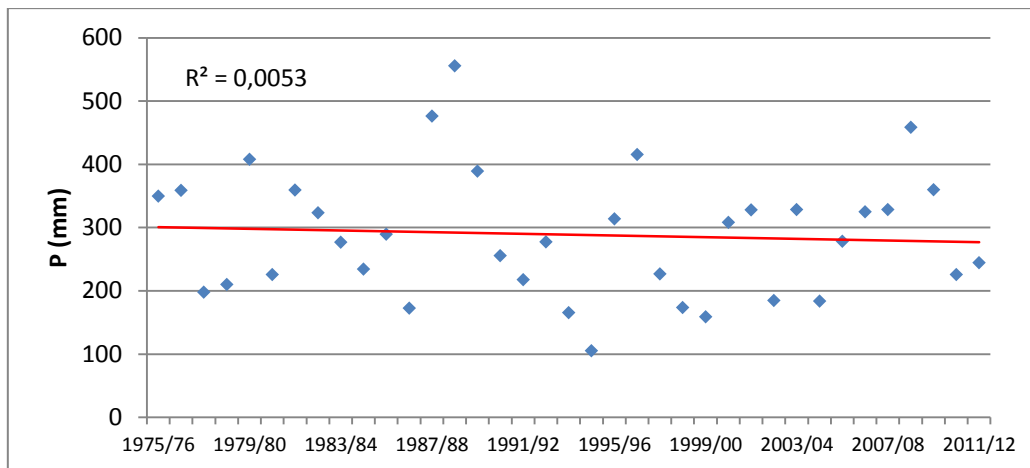


Figura 10 : Precipitaciones anuales en la estación E-1 durante el período 1975/76-2011/12, dispersión y línea de tendencias

Tomando como base de datos los registros pluviométricos de la estación E-1 se ha comprobado si efectivamente las tendencias de la pluviometría se dan también en este sector. Para efectuar dicho estudio se ha utilizado el Índice de Concentración de la Precipitación (PCI), (De Luis *et al.*, 2000, De Luis *et al.* 2011). Este índice es un buen indicador de la distribución temporal de la precipitación. Su utilización puede realizarse para distintas escalas temporales (estacional, semestral), si bien habitualmente se emplea a escala anual. Esta misma escala temporal es la que se ha utilizado en el presente trabajo.

El PCI viene dado por la expresión:

$$PCI = 100 * \frac{\sum_{n=1}^{12} p_t^2}{(\sum_{n=1}^{12} p_t)^2}$$

donde :

p_t = precipitación del mes t

Según la clasificación de Oliver *et al.* (1980), los valores de PCI menores de 10 representan una distribución de la precipitación uniforme, los valores entre 11 y 15 denotan una concentración de la precipitación moderada, valores entre 16 y 20 una distribución irregular, mientras que los valores superiores a 20 representan una fuerte irregularidad en la distribución de la precipitación.

El valor promedio obtenido de toda la serie es de 19,8 lo que indica la existencia de una marcada irregularidad de la pluviometría. No obstante, este valor se sitúa en un intervalo que oscila entre los 11,8 y 27,5 presentando un caso singular que se produce en el año 2009 que alcanzó un PCI de 47,5, lo que indica que coexisten años cuya precipitación muestra una marcada variabilidad mensual (Figura 11). Este valor es semejante al encontrado en trabajos previos para gran parte de la vertiente mediterránea (De Luis *et al.*, 2000, García Mayor, 2008).

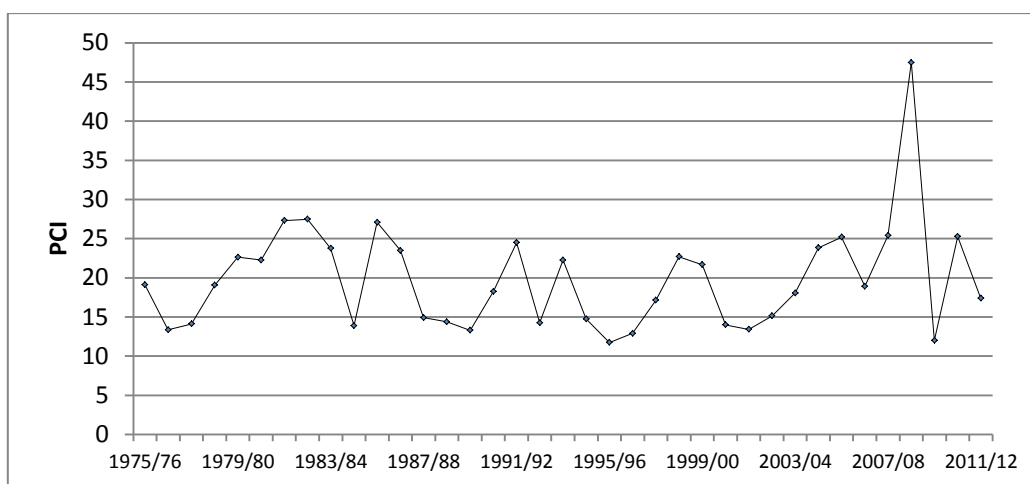


Figura 11 : Curva de evolución del índice de concentración de la precipitación para las estación E-1.

2.4.3. Precipitación mensual

La pluviometría mensual presenta una distribución bimodal, de forma que las mayores cuantías se producen en la época otoñal y primaveral (Figura 12). Esta distribución bimodal de la precipitación es característica del ambiente mediterráneo y muy típica en esta región (Andreu, 1997). El máximo pluviométrico absoluto tiene lugar en otoño, siendo septiembre el mes más lluvioso (13,2% del total anual), seguido de cerca por los meses de octubre (11,7%) y noviembre (10,5%). Este máximo otoñal se debe en gran medida a que los eventos de precipitación de mayores cuantías se originan generalmente durante esta época. El máximo relativo tiene lugar durante la estación primaveral, concretamente en los meses de abril y mayo con el 11,3 y 10,9 % de la precipitación anual.

En cuanto a las precipitaciones mínimas, tal y como es característico de esta región el periodo estival es el que presenta las menores precipitaciones. El mínimo absoluto con 9 mm se produce en el mes de julio, lo que supone un 2,2% de la lluvia anual.

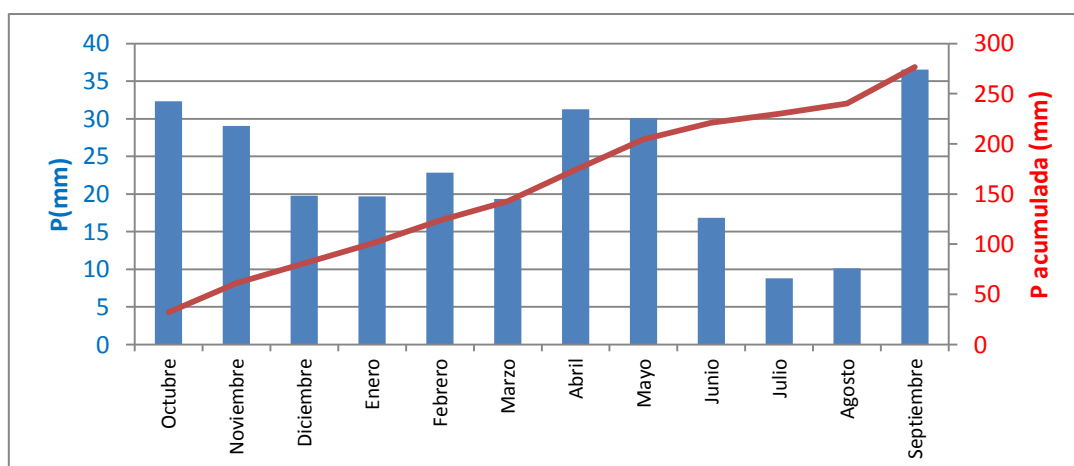


Figura 12: Precipitaciones medias mensuales y precipitación acumulada en la estación E-1 para el periodo 1975/76-2011/12.

2.4.4. Precipitaciones diarias

El análisis de la serie de la precipitación diaria efectuado en la estación E-1, también permite establecer el reducido número de días al año en que se producen precipitaciones, que en esta región suele ser del 10%, lo que representa una media de 34 días de lluvia al año.

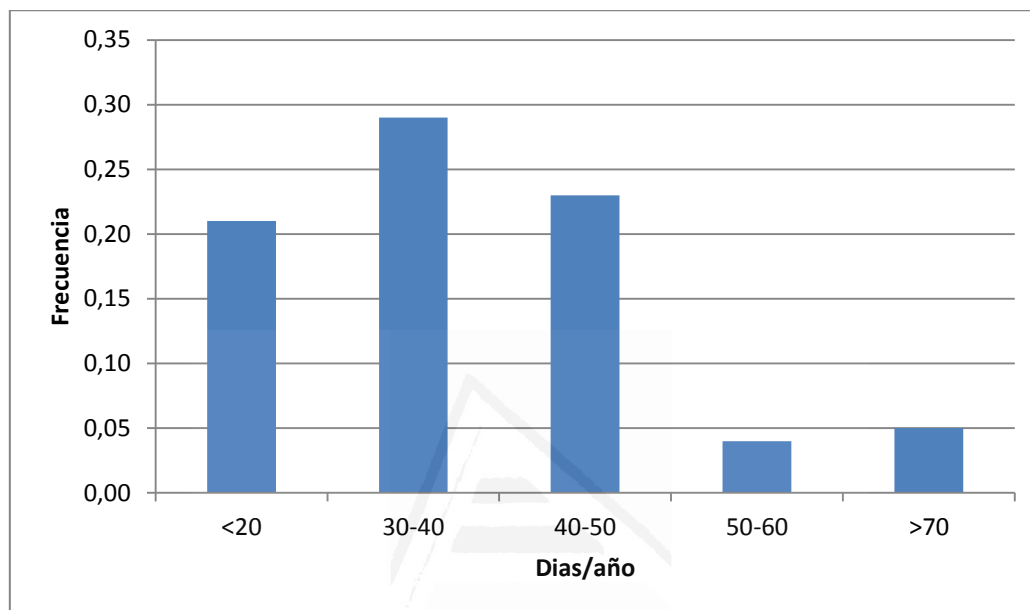


Figura 13 : Frecuencia de precipitaciones diarias registradas en la estación E-1 para el período 1975/76-2011/12.

En estudio de las precipitaciones diarias de la estación E.1 permite establecer que el número de días al año con pluviometría, oscila entre los 20 y los 70, estando la máxima frecuencia pluviométrica entre los 30 y 40 días/año, sin embargo, si consideramos precipitaciones superiores a los 500 mm, vemos que el número de días se reduce drásticamente. (Figura 13).

Todo esto constata lo apuntado por Andreu *et al.*, (2005) sobre la escasez de eventos lluviosos de relativa importancia a lo largo del año, cuestión de gran importancia para el proceso de recarga de los acuíferos emplazados en este ámbito geográfico.

Un aspecto a destacar es que en esta región suelen ser frecuentes las precipitaciones intensas. Los temporales de Levante que aportan más del 65% de la precipitación suelen ir asociados a fenómenos de DANA que generan lluvias muy intensas. Algunos de los episodios más importantes han sido los ocurridos en septiembre de 1997 y en noviembre de 1982.

2.5. TEMPERATURA

2.5.1. Temperatura anual

Los principales estadísticos de la temperatura media anual de las estaciones que registran esta variable en el entorno de la sierras del Ventós y Castellar se recogen en la tabla 5. La temperatura media para la estación E-1 es de 17,8 °C. Este valor se sitúa entre los 16,2°C de 1985/86 y 19,2 °C de 2007/08. La desviación estándar es de 0,9 y el coeficiente de variación del 4,8% de la serie lo que refleja la escasa dispersión que muestra esta variable. Por otro lado, se puede destacar las escasas diferencias de este parámetro entre las distintas estaciones, inferiores a 1,1°C, a pesar de que los periodos de registro son diferentes. Los valores de la estación E-6 son algo más elevados como consecuencia de la menor altitud a la que se encuentra esta estación.

estación	E-1	E-2	E-3	E-5	E-6
Período	1980/81- 2011/12	1980/81- 2011/12	1980/81- 2011/12	1980/81- 2011/12	1980/81- 2011/12
Media	17,8	16,8	17,7	17,1	21,5
σ	0,9	0,7	0,8	0,8	1,1
%CV	4,8	4,4	4,5	4,6	5,3
Máximo	19,2	18,6	18,6	18,6	25,4
Mínimo	16,2	15,9	16,5	15,9	20,3

Tabla 5 : Temperaturas medias anuales del aire (°C) para las distintas estaciones y estadísticos descriptivos; σ : desviación típica, CV : coeficiente de variación %CV, temperatura máxima media(°C) y temperatura mínima media.(°C)

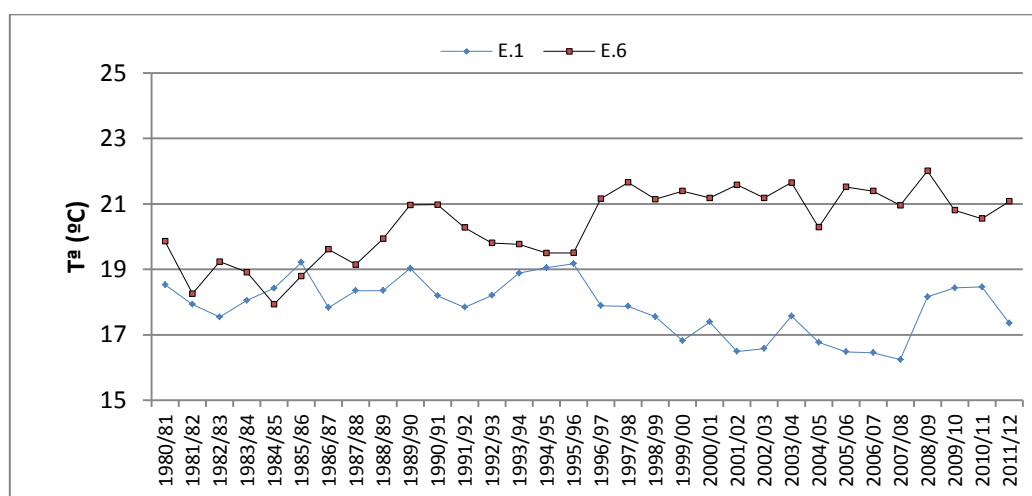


Figura 14 : Temperaturas medias anuales entre 1980/81 y 2011/2012 para las estaciones E-1 y E-6

Las temperaturas máximas medias, y mínimas medias anuales así como las máximas y mínimas absolutas registradas en la estación E-1 se muestran en la figura 15. Las temperatura media de las máximas se sitúa en 23,8°C, habiéndose oscilado entre 25,3 °C y 22,2 °C. La temperatura máxima absoluta se registró en el mes de agosto de 2004 en que se llegaron a alcanzar 35,7 °C, valor que no parece demasiado elevado. Por su parte, las temperaturas mínimas medias presentan un valor de 11,5 °C, el cual se sitúa entre 13,9 y 8,8 °C. La mínima absoluta corresponde a -3°C, valor que se ha registrado repetidas veces en distintos años.

En cuanto a la evolución de estas variables térmicas, se puede establecer que en general no se aprecia variaciones significativas a lo largo del registro. Únicamente las temperaturas máximas absolutas parecen adquirir una tendencia creciente con el tiempo, el resto podrían considerarse estables.

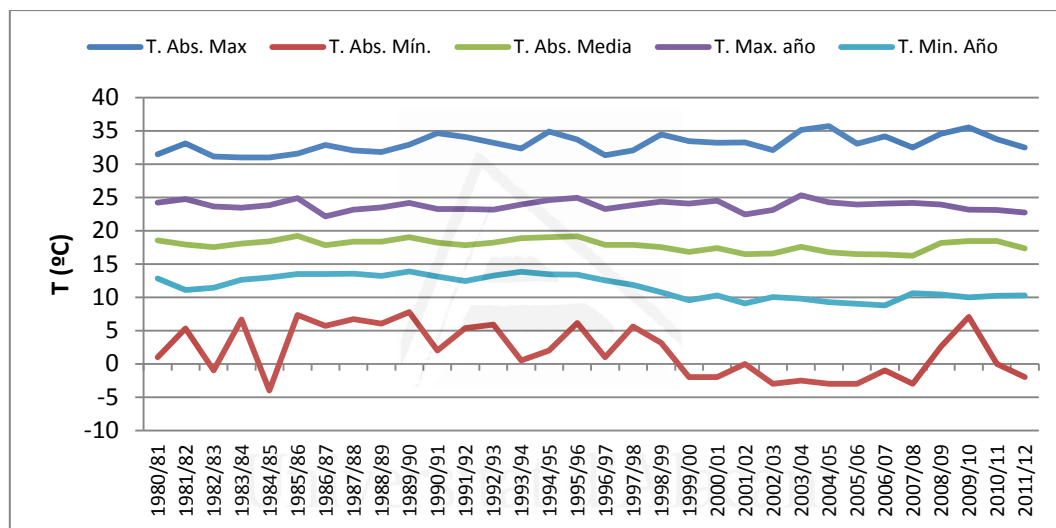


Figura 15 : Temperaturas medias anuales del periodo 1980/81-2011/12 de la estación E-1.

2.5.2. Temperatura mensual

La distribución de la temperaturas medias, máximas y mínimas medias mensuales a lo largo del año se observa en la Fig. 16. Los valores más altos se alcanzan entre julio y septiembre, mientras que los más bajos se producen entre diciembre y febrero.

Las temperaturas medias mensuales oscilan entre los 25,6 °C de agosto y los 10,7 °C de enero. En cuanto a las temperaturas máximas medias mensuales, éstas oscilan entre los 31,8 °C de agosto y los 16 °C de febrero, mientras que las mínimas medias están entre los 19,4 °C de agosto y los 5,1 °C de enero.

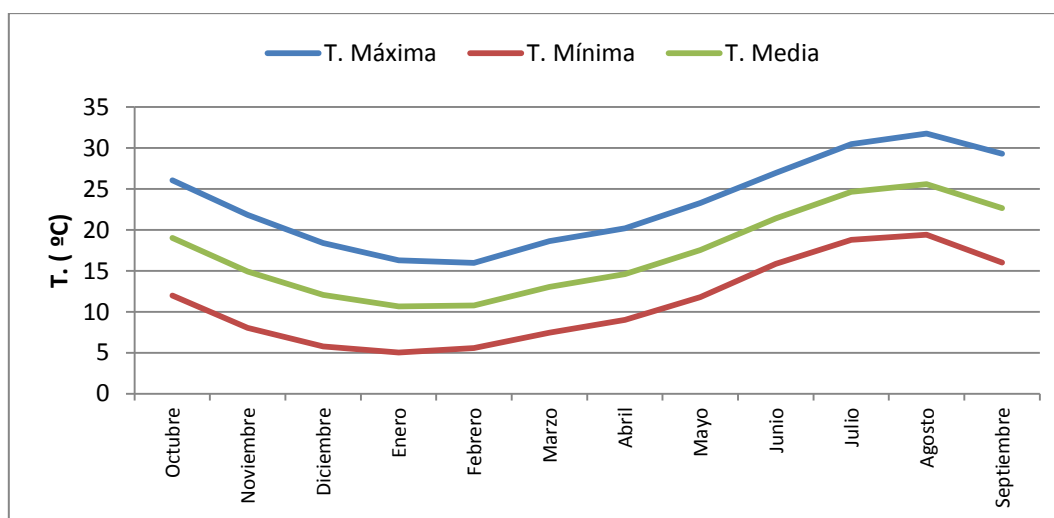


Figura 16: Distribución de las temperaturas medias máximas y mínimas mensuales para la estación E-1.

2.6. EVAPOTRANSPIRACIÓN

Concepto acuñado por Thornthwaite (1948) para integrar la evaporación y la transpiración, se define como la cantidad de agua necesaria para la transpiración de una cubierta vegetal en una zona con agua suficiente y en periodo de crecimiento activo. Puesto que el suelo no siempre dispone de agua suficiente para satisfacer las demandas de evapotranspiración, también introdujo la distinción entre la evapotranspiración potencial y real. Ambas pueden ser definidas de la siguiente manera:

Evapotranspiración potencial (ETP). Se define como la máxima evapotranspiración que se produciría en una superficie completamente cubierta de vegetación en crecimiento activo y sin límites de suministro hídrico.

Evapotranspiración real (ETR). A diferencia de la anterior, se encuentra condicionada por la disponibilidad de agua en el suelo, cuando ésta es suficiente su valor alcanza la ETP; y cuando hay déficit hídrico, la ETR es inferior a la potencial.

2.6.1. Evapotranspiración potencial (ETP)

La evapotranspiración potencial o de referencia (ETP) es un parámetro de gran importancia en diversos ámbitos del conocimiento. En el caso concreto de la Hidrogeología es esencial si se pretende cuantificar los recursos hídricos de un acuífero. Así, los balances hídricos requieren de la ETP para cuantificar la parte evapotranspirada realmente (ETR) y establecer la lluvia eficaz. Sin embargo, su determinación plantea numerosos problemas e incertidumbres, ya que no es fácil de medir. Los métodos de medición directa requieren de dispositivos específicos de gran precisión y/o lisímetros que resultan costosos y complejos de manejo para obtener resultados válidos (Allen *et al.*, 1998), por lo que frecuentemente se recurre a otro tipo de metodologías indirectas.

Habitualmente, los métodos indirectos son ecuaciones de carácter empírico o semiempírico desarrollados a partir de datos meteorológicos, capaces de establecer los retornos de agua hacia la atmósfera. La ventaja de este tipo de metodologías se debe a

que emplean parámetros fácilmente asequibles. Por el contrario, el inconveniente de las mismas es su adecuación a las características climáticas y condiciones agronómicas del área en la que se aplican, por lo que muchas veces no son válidas en lugares diferentes a donde se establecieron. Es por ello, que para una óptima aplicación de los mismos los resultados obtenidos deberían estar contrastados con determinaciones directas (Martín, 1990). Son numerosos los métodos empleados en estudios hidrogeológicos, entre ellos se encuentran los de Penman, Thornthwaite, Hargreaves-Samani, Blaney-Criddle, Turc, Jensen-Haise, Makkink. FAO-Penman-Monteith, siendo este último el que se ha adoptado más frecuentemente como método estándar.

Dado que en las inmediaciones del área de estudio no existe una estación donde se proceda a la medición de la ETP de forma directa, su estimación ha de realizarse a partir de la aplicación de métodos empíricos. En el presente estudio se han utilizado dos metodologías de estimación: la de Thornthwaite y la de Hargreaves-Samani. No obstante, dada la existencia de la estación E-2 perteneciente al IVIA en la que se aportan datos de ETP por el método de Penman-FAO-Monteith se incluyen estas estimaciones para poder realizar una comparación. El período objeto de estudio sobre el que se han efectuado los cálculos comprende los años hidrológicos entre 1980/81 y 2011/2012, mientras que el periodo de cálculo de la estación del E-2 es más corto.

Método Thornthwaite

La estimación de los valores de ETP se hace a nivel mensual en función de las temperaturas medias mensuales (t) y la latitud de la estación. A partir de los valores de temperatura se definen unos índices de calor mensuales (i) mediante la expresión:

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

la sumatoria de los 12 índices mensuales permite obtener el índice de calor anual (I) que permite la obtención de la ETP media mensual. Estas ETP corresponden a meses teóricos de 30 días con 12 horas diarias de sol, según la siguiente expresión:

$$ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a$$

$$a = 675 \cdot 10^{-9} I^3 - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 1792 \cdot 10^{-5} I + 0,49239$$

Tales resultados deben ser corregidos por un coeficiente (K) en función de la duración real del mes (d) y el número máximo de horas de sol según la latitud del lugar (N), llegando a la siguiente expresión:

$$ETP = ETP \cdot K = ETP \cdot \left(\frac{N}{12} \cdot \frac{d}{30} \right)$$

A pesar de la posibilidad de utilizar este método a nivel diario se ha preferido su empleo a nivel mensual porque habitualmente se realiza de esta forma, ya que su

definición inicial era para estimaciones mensuales, y los resultados obtenidos por ambos procedimientos eran semejantes. Este último aspecto ya había sido puesto de manifiesto anteriormente por Padilla y Pulido-Bosch (1986) en la provincia de Almería, en donde encontraron diferencias inferiores al 0,5%.

Método Hargreaves-Samani

La fórmula de Hargreaves y Samani (1985) necesita solamente datos de temperaturas y de radiación solar (Rs).

La expresión general es la siguiente:

$$ETP = 0,0135 (T \text{ med} + 17,78) R_s$$

donde:

ETP = Evapotranspiración potencial diaria (mm/día)

T med = Temperatura media diaria (°C)

R_s = Radiación solar incidente, convertida en mm/día

La radiación solar incidente (R_s) se evalúa a partir de la radiación solar extraterrestre (la que llega a la parte exterior de la atmósfera, que sería la que llegaría al suelo si no existiera atmósfera) R_a, la cual está tabulada en función de la latitud del lugar y del mes. La expresión que permite su cálculo es:

$$R_s = R_a * K_T * (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0,5}$$

donde:

R_s = Radiación solar incidente

R_a = Radiación solar extraterrestre (tabulada)

K_T = coeficiente

T máx = temperatura máxima diaria (°C)

T mín = temperatura mínima diaria (°C)

Puesto que los valores de R_a están tabulados y las temperaturas máximas y mínimas son datos empíricos relativamente fáciles de obtener, la dificultad para aplicar esta sencilla expresión la encontramos en el coeficiente K_T. El coeficiente K_T es un coeficiente empírico que se puede calcular a partir de datos de presión atmosférica, pero Hargreaves recomienda:

K_T = 0,162 para regiones del interior

K_T = 0,19 para regiones costeras

Sustituyendo del valor de R_s en la expresión inicial, y tomando para el coeficiente K_T el valor medio de 0,17, resulta la expresión citada con más frecuencia en la bibliografía obteniéndose una fórmula simplificada:

$$ETP = 0,0023 * (T \text{ med} + 17,78) Ra * (T \text{ máx} - T \text{ mín})^{0,5}$$

donde:

ETP = evapotranspiración potencial diaria (mm/día)

T med = Temperatura media diaria (°C)

Ra = Radiación solar extraterrestre, en mm/día (tabulada)

T máx = Temperatura máxima diaria (°C)

T mín = Temperatura mínima diaria (°C)

En el presente trabajo los cálculos de la ETP mediante el empleo de esta metodología se han efectuado a partir del código HYDROBAL desarrollado por el Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante (Bellot y Chirino, 2013). A partir de la introducción de las variables climáticas este código permite calcular la evapotranspiración potencial mediante diversos métodos, aunque en este caso se ha utilizado la ecuación de Hargreaves-Samani.

2.6.1.1. ETP anual

El valor de ETP anual medio para la estación E-1 estimado por el método de Thornthwaite ha sido de 828 mm/año, valor comprendido entre 701 y 1003 mm/año, cuya serie presenta un coeficiente de variación del 9% (Tabla 6). El método de Hargreaves y Samani ha mostrado un valor medio de 1039 mm/año, mientras que las ETP máxima y mínima son 1172 y 893 mm/año. La dispersión respecto al valor central es inferior en este caso presentando un CV de 8%. Como se puede observar existe una ciertas diferencias entre ambas metodologías (30%), dando el segundo de los métodos valores superiores. Estas diferencias ya han sido puestas de manifiesto en estudios previos (Martos, 2008). Algunos autores recomiendan el uso preferente del método de Hargreaves y Samani frente al de Thornthwaite, argumentando que se obtienen resultados más coherentes (Allen *et al.*, 1998). Es por ello, que finalmente se ha preferido dar por válida la metodología de Hargreaves y Samani, para obtener el valor de la ETP, si bien sería necesario constatar la validez de esta ETP mediante técnicas directas.

	ETP	
	Thornthwaite	Heargraves
Media	828	1.039
σ	72	82
%CV	9	8
Máximo	1.003	1.172
Mínimo	701	893

Tabla 6: ETP anual medio (mm) para la estación E-1 según los métodos de Thornthwaite y Hargreaves y Samani. σ: desviación típica; CV: coeficiente de variación (%).

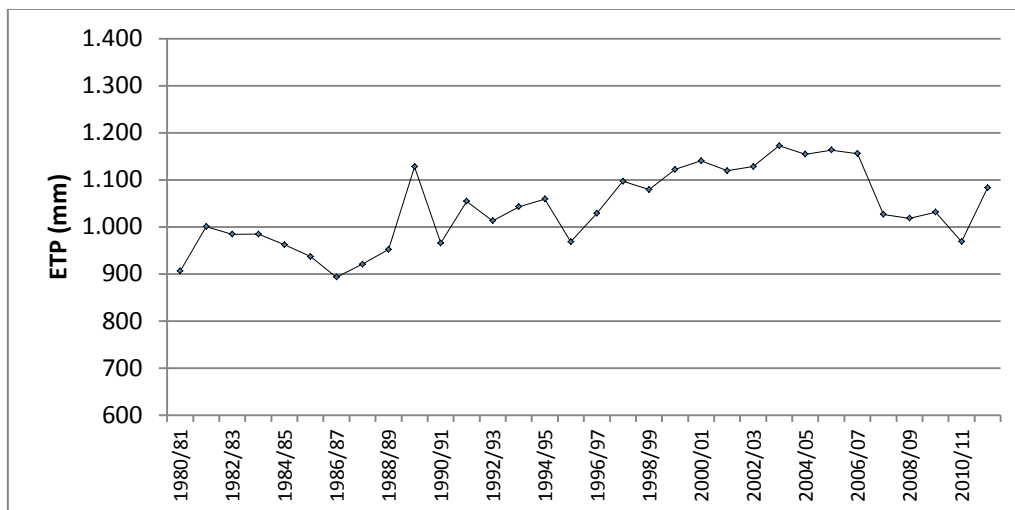


Figura 17: Distribución de la ETP según el método Hargreaves-Samani para la estación E-1 durante el período 1980/81, 2011/12

2.6.1.2. ETP mensual

Dado que la ETP depende en buena parte de la temperatura, la variación mensual de esta variable sigue un patrón semejante al de la propia temperatura. Los mayores valores de ETP mensual corresponden al mes de julio con 176 mm y las menores en diciembre con 22 mm.

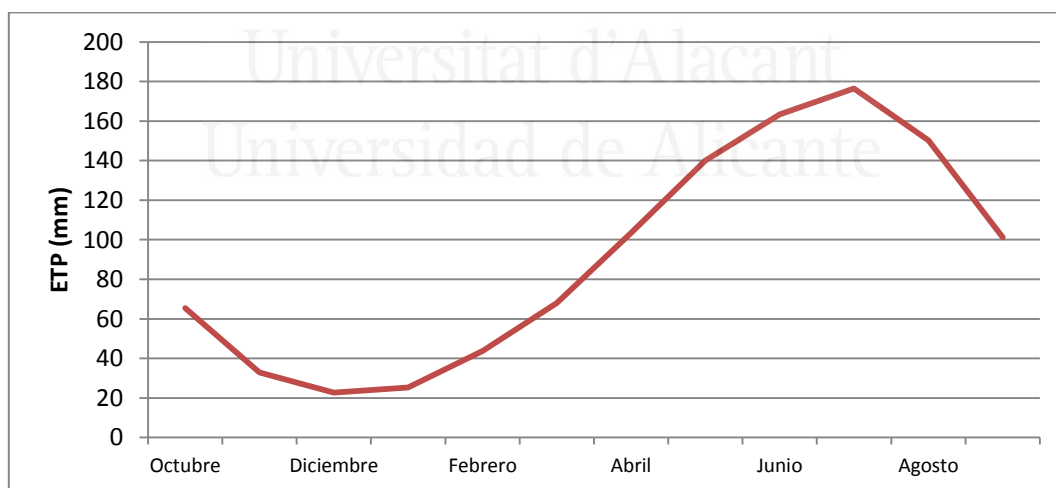


Figura 18: Variación de la ETP mensual en la estación E-1 para el periodo 1980/81-2011/12.

2.6.2. Evapotranspiración real

Como anteriormente ya se ha indicado, la ETP es un límite superior de la cantidad de agua que desde el suelo puede retornar a la atmósfera en forma de vapor, suponiendo que no existe limitación de humedad. Sin embargo, en esta región es

frecuente que no siempre sea así, ya que suele ocurrir que el agua disponible en el suelo sea inferior a la ETP. Por consiguiente, se define la evapotranspiración real (ETR) como el agua que realmente vuelve a la atmósfera; y por tanto, la ETR siempre será menor o igual que la evapotranspiración potencial.

La falta de infraestructura con que cuentan las estaciones meteorológicas en el sector estudiado impide obtener valores directos de ETR, por ello, como en el caso de la ETP, su valor ha de establecerse a partir de métodos empíricos.

Para obtener valores de ETR de manera aproximada a la realidad en climas áridos y semiáridos, en los que la repartición temporal de la lluvia es bastante irregular, se suele emplear el método del balance hídrico a nivel diario (Samper, 1998; Scalón *et al.*, 2002). Esta escala temporal adquiere mayor consideración en acuíferos carbonatados empleados en este ámbito mediterráneo, debido a la escasa capacidad de regulación del suelo desarrollado sobre estos materiales, así como el patrón de precipitación, con lluvias en muy pocos días y originados en escasas horas (Andreu, 2005, Martínez-Santos, 2010). Atendiendo a estas consideraciones se ha utilizado el código HYDROBAL, que es un programa de cálculo del balance del agua en el suelo desarrollado por el Dpto. de Ecología de la Universidad de Alicante (Bellot y Chirino, 2013) capaz de estimar el flujo de agua diario teniendo en cuenta la cubierta vegetal. El programa está basado en anteriores modelos precursores, siendo su principal característica, la de haber sido calibrado para zonas con climatología semiárida. Este modelo ya ha sido aplicado previamente para esta área si bien para intervalos de tiempo diferentes al de la presente investigación (Bellot *et al.*, 1999 y 2001, Chirino, 2003; Tohuami *et al.*, 2014).

El código de cálculo requiere de una serie de variables climáticas como precipitación y temperatura con una frecuencia de resolución diaria. Además es necesario suministrarle los valores de una serie de variables específicas del suelo tales como la capacidad de campo, el punto de marchitez y la humedad inicial del suelo; al igual que unos valores de calibración del modelo, como son el consumo de agua de la vegetación y el tipo de formación vegetal (pinar, matorral, pastizal, espartal etc...), conjuntamente con el porcentaje de cobertura vegetal.

Con todos los datos introducidos en el código éste es capaz de calcular, además de la ya comentada evapotranspiración potencial, otras variables como la intercepción, precipitación neta y escorrentía superficial, de forma que es posible obtener información sobre la distribución diaria de la lluvia según los diferentes flujos de agua en función de cada tipo de cubierta vegetal existente.

Para estimar la evapotranspiración real el programa utiliza una aproximación exponencial negativa como función de la evapotranspiración potencial y del factor k.

La expresión general es la siguiente:

$$ETR = ETP * (-\exp^{(-k \Delta\theta)})$$

donde el factor k es un parámetro empírico que integra las características estructurales y ecofisiológicas de la cobertura vegetal. En este caso, k corresponde a la capacidad de transpiración de la vegetación.

En el presente estudio se han utilizados los mismos parámetros de calibración que utilizó Tohuami (2014), que a su vez estaban basadas en determinaciones de humedad del suelo para el periodo comprendido entre 1997-1999 (Chirino, 2003). A partir de ellas se han realizado dos estimaciones, una en la que no se ha tenido en cuenta el efecto de la vegetación específica de la zona, y otra en la que sí, pretendiendo así comprobar la magnitud de la incidencia de dicha cobertura vegetal.

	Parámetros de entrada al modelo				Parámetros de calibración	
	WP	FC	Pt	R _{si}	k _{min}	k _{max}
B	12	20	50	12	0,015	0,015
St	7	20	58	7	0,010	0,015
AG	12	20	51	12	0,009	0,020
G	9	24	41	10	0,015	0,030
AS	11	25	52	11	0,012	0,025
S	10	23	46	9	0,014	0,028

Tabla 7: Parámetros de entrada al modelo y calibración para un suelo de 30 cm de espesor. Pt, porosidad total; WP: Punto de marchitez; FC: capacidad de campo; R_{si}: humedad inicial del suelo; k_{min} y k_{max} parámetros empíricos que integran las características estructurales y ecofisiológicas de la cobertura vegetal; B: suelo desnudo; St: Espartal abierto de *Stipa tenacissima* con matorrales de bajo porte; AG: reforestación de *Pinus halepensis* sobre pastizales de *Brachypodium retusum*; G: pastizales de *Brachypodium retusum*; AS: reforestación de *Pinus halepensis* sobrematorrales de *Quercus coccifera* y *Rhamnus lyciodes*; S: matorrales de *Quercus coccifera* y *Rhamnus lyciodes*. (Tohuami 2014)

Para la estimación con cobertura vegetal se han utilizado los datos referentes a la información cartográfica de vegetación que actualmente se dispone del relieve (Andreu *et al.*, 2012). Para ello se utilizó una cartografía con los 6 tipos más representativos de vegetación sobre el área de recarga del acuífero, la cual se ubica en la parte más elevada de dicho relieve (Tabla 8).

Tipo vegetación	% Superficie
Sin vegetación	1
Espartal	50
Arbusto	11
Pasto	14
Pinar y pastizal	12
Pinar y arbusto	12
Total	100

Tabla 8: Tipos de vegetación en el área de recarga (Andreu *et al.*, 2012)

Los resultados obtenidos teniendo en cuenta la vegetación ofrecen una ETR media es de 158 mm, valor comprendido entre el máximo alcanzado en el año 1988/89 con 263 mm y el mínimo de 90 mm del año 1994/95, año caracterizado por ser muy

seco, y por tanto con muy poca disponibilidad de agua. La serie anual de ETR muestra un coeficiente de variación de 27,7%.

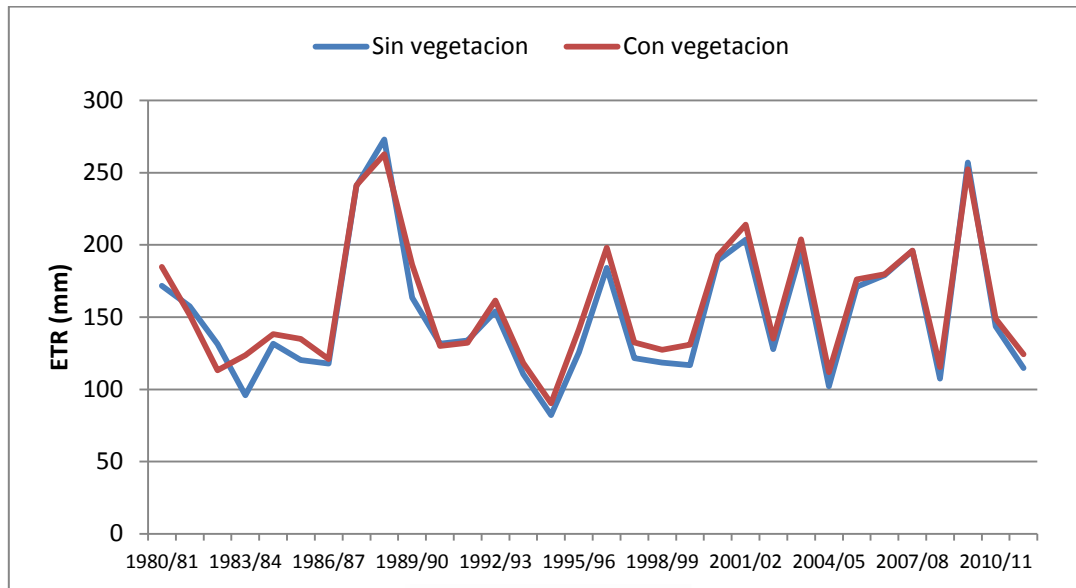


Figura 19: Variación de la ETR anual con y sin cobertura vegetal.

En el caso de no considerar la cobertura vegetal se obtiene un valor medio muy semejante al obtenido con vegetación (152 mm). De igual forma los valores máximo y mínimo son semejantes y corresponden a los mismos años, aunque entre ellos muestran mayor rango ETR máx: 273 mm y ETR mín: 82 mm.

En cuanto a la distribución de la ETR a lo largo del año se puede observar que los valores máximos se alcanzan en primavera, concretamente en los meses de abril y mayo, mientras que los valores mínimos tienen lugar en agosto con 6,1 mm.

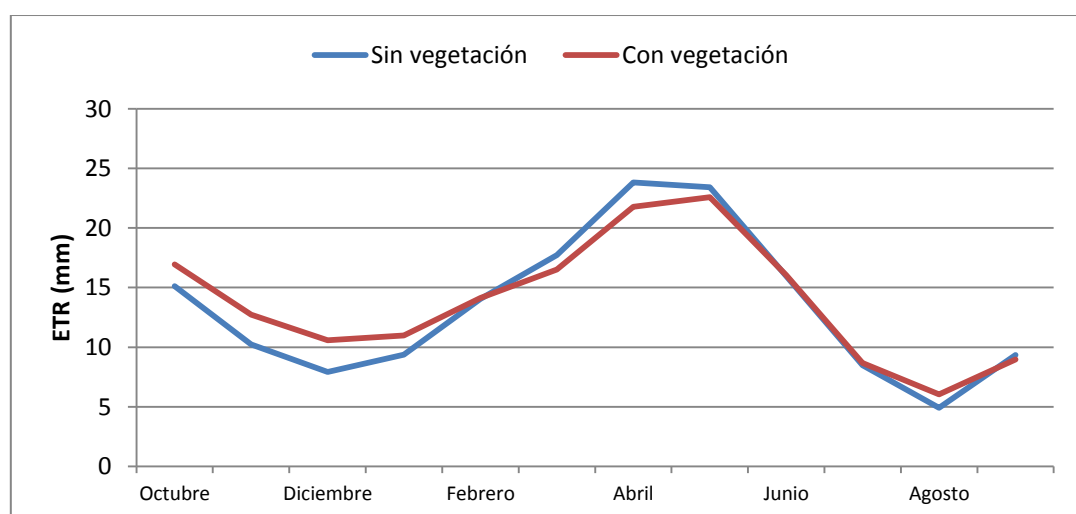


Figura 20: Variación de la ETR mensual con y sin cobertura vegetal.

2.7. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA

Para establecer la clasificación climática del área de estudio se pueden utilizar diversos índices. Entre ellos se encuentran los basados en la utilización de la pluviometría y la temperatura. Uno de los índices más sencillos es el índice de Blair, basado únicamente en la precipitación. Según este índice los relieves del Ventós y Castellar presentan un clima semiárido, al encontrarse su pluviometría en el intervalo 250-350 mm.

A partir del índice termométrico TT (Tipo Termométrico) definido por Austin (1982), el clima se encuentra dentro de los apartados Templado-Cálido VII y Cálido VIII. No obstante, los meses comprendidos entre octubre y diciembre están dentro de la asignación de Templado Cálido Inferior, enero y septiembre dentro del Templado Cálido Medio, y el periodo febrero-agosto en Templado Cálido Superior, y todos ellos pertenecen al grupo Templado-Cálido VII, mientras que los meses entre marzo y julio son Cálido Inferior (Tabla 9).

Mes	T mensual	Índice TT
Octubre	19,0	Templado cálido Inferior
Noviembre	15,0	Templado cálido Inferior
Diciembre	12,1	Templado cálido Inferior
Enero	10,7	Templado cálido medio
Febrero	10,8	Templado cálido superior
Marzo	13,1	Templado cálido superior
Abril	14,6	Templado cálido superior
Mayo	17,6	Templado cálido superior
Junio	21,4	Templado cálido superior
Julio	24,6	Templado cálido superior
Agosto	25,6	Templado cálido superior
Septiembre	22,7	Templado cálido medio

Tabla 9: Asignación climática de los meses según índices TT.

La utilización del diagrama ombrotérmico basado en la combinación de las variables temperatura y pluviometría, muestra que sólo en los meses de febrero y abril la temperatura está por debajo de la precipitación, lo que indica la aridez del área donde se ubica el acuífero (Figura 21).

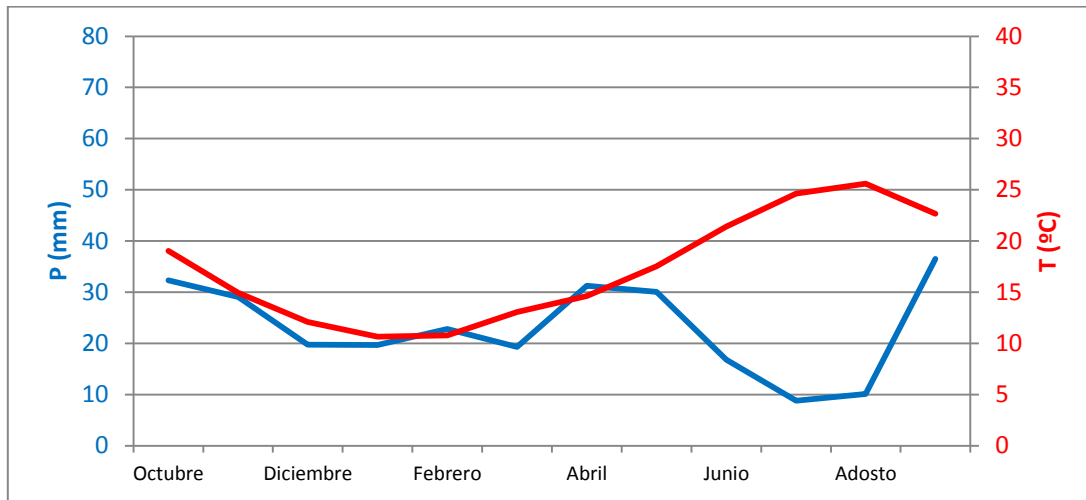


Figura 21: Diagrama ombrotérmico para la estación E-1.



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

3

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

3.1. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

Los relieves del Ventós y Castellar pertenecen al conjunto de elevaciones existentes a lo largo de la provincia de Alicante formados durante la orogenia alpina, como consecuencia de los empujes entre las placas Euroasiática y Africana. Son por tanto, relieves pertenecientes a la Cordillera Bética, orógeno que en la península se extiende desde Gibraltar hasta el S de la Comunidad Valenciana.

Esta Cordillera ha sido dividida en tres grandes zonas o dominios estructurales con evoluciones independientes entre sí a las cuales se les denomina: Zona Interna, Complejo del Campo de Gibraltar y Zona Externa (Vera y Martín Algarra, 2004). La Zona Interna, situada en la parte meridional de la Cordillera, se caracteriza por la presencia de materiales metamórficos y una disposición de sus unidades superpuestas por cabalgamientos que reflejan un mayor grado de deformación. La Zona Externa ocupa la parte septentrional de la Cordillera y forma sucesiones de rocas sedimentarias desde el Triásico al Mioceno, deformadas intensamente pero no afectadas por metamorfismo. En ella se han establecido dos dominios, el Prebético en el que predominan las series carbonatadas con intercalaciones terrígenas provenientes de la meseta, y el Subbético, situado al S del anterior, con registros sedimentarios de facies pelágicas margosas y calizo-margosas. Entre la zonas Interna y Externa, en la región del Estrecho de Gibraltar, afloran las denominadas Unidades del Complejo del Campo de Gibraltar (Martín-Algarra, 2004), formadas por facies flysch, o depósitos profundos de carácter margoso con turbiditas. Una vez concluida la fase orogénica quedaron áreas deprimidas en las que se produjo una importante sedimentación, las cuales se conocen como Cuencas Neógenas. El relleno de estas cuencas cubre parcialmente los anteriores dominios.

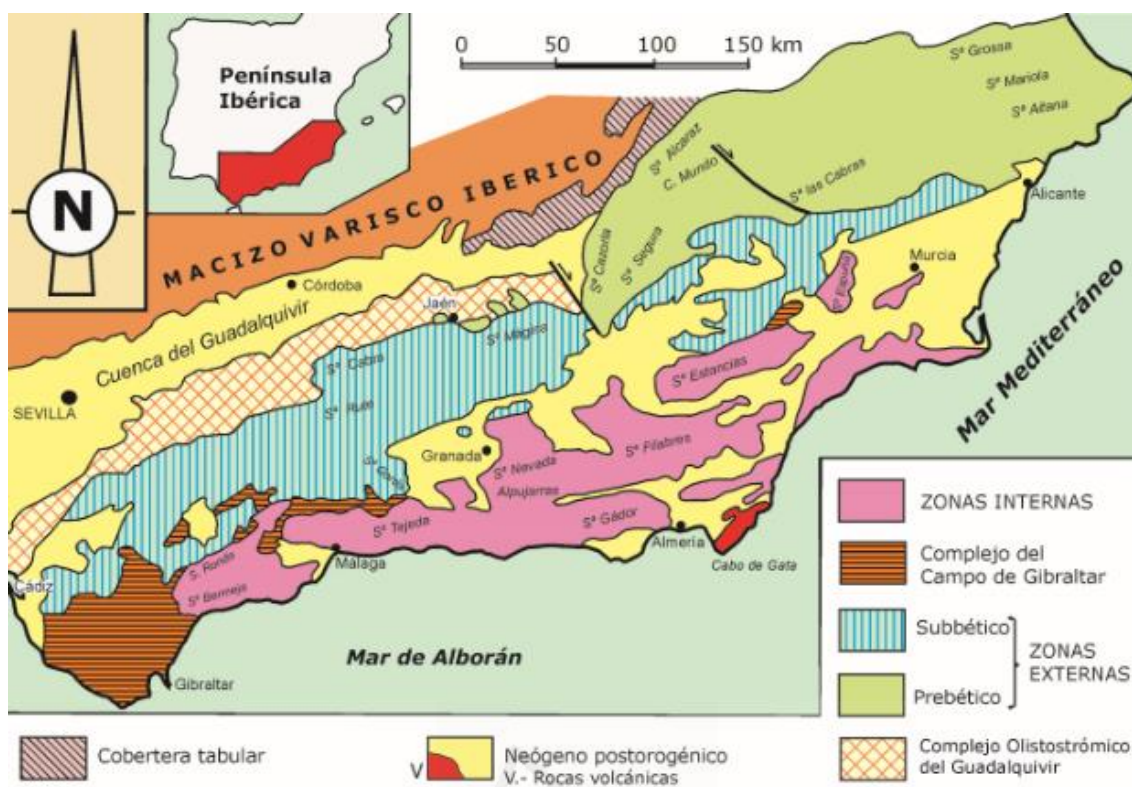


Figura 22: Esquema geológico de la Cordillera Bética (tomado de Estévez et al., 2004).

El área de estudio, como la amplia mayoría de la provincia de Alicante, pertenece la Zona Externa de la Cordillera y en concreto al dominio Prebético. Dentro de la subdivisiones efectuadas en este dominio, los relieves de Ventós y Castellar han sido asignadas a la unidad morfoestructural del Prebético de Onteniente-Denia (Vera *et al.*, 2004), unidad que se extiende al W de la falla del Vinalopó y en la que mayoritariamente los terrenos aflorantes corresponden a materiales del Cretácico. Otros trabajos más antiguos incluyeron estos relieves dentro de los denominados Prebético Meridional o de Alicante (Azema, 1977; Rodríguez Estrella, 1977).

3.2. LITOESTRATIGRAFÍA

A continuación, se expone de forma resumida las principales características de los materiales que se encuentran en el área de estudio. Esta síntesis se ha realizado a partir de diferentes estudios geológicos efectuados en el entorno de la sierras del Ventós y Castellar (Leclerc, 1971; Leclerc y Azema, 1976; Leret et al, 1976; DPA, 1982; Rodríguez Estrella, 2003). A grandes rasgos se pueden diferenciar las siguientes litologías que van desde el Triásico al Cuaternario.

- *Arcillas y yesos*. Se trata de los materiales más antiguos aflorantes en el área de estudio. Aunque no forman parte de la serie estratigráfica de los relieves del Ventós y Castellar, estos terrenos afloran al N del relieve del Ventós, concretamente dentro de la cuenca del barranco Blanco, mostrando los mayores afloramientos al NE del Ventós donde existen canteras que explotaban las arcillas triásicas.

Están formados principalmente por arcillas y yesos en facies Keuper, fácilmente reconocibles en el paisaje por sus colores rojizos. Además de estas dos litologías predominantes se incluyen intercalaciones de paquetes carbonatados muy deformados y fracturados. Todo el conjunto se encuentra muy desorganizado y su emplazamiento está asociado a accidentes tectónicos.

- *Margas, margocalizas y calizas areniscosas*. Constituye realmente la base de la secuencia de materiales que da origen a los relieves de Ventós y Castellar. La serie se inicia con un tramo de margas, margocalizas y calizas areniscosas verdes cuya edad está comprendida entre el Albiense superior y el Cenomaniense (Leclerc, 1971; Leclerc y Azéma, 1976; Leret *et al.*, 1976; Rodríguez Estrella, 2003). Aunque la base no llega a aflorar en este sector su potencia se ha estimado en más de 300 m en la vecina sierra de los Tejos, situada al E del Ventós-Castellar. Sobre estos materiales se disponen niveles de calcarenitas con orbitolinas de edad Cenomaniense (Leret *et al.*, 1976).

- *Calizas micríticas*. De forma continua sobre la unidad anterior existe un tramo litológico de calizas micríticas compactas de colores beige o grises con abundantes *Pithonellas*, y a veces con tramos de sílex interestratificados en capas centimétricas o en nódulos cuya edad ha sido asignada al Cenomano-Turonense. Esta litología con un carácter más resistente frente a la erosión se distingue bien en el paisaje y es la que da origen a las cumbres más altas del relieve del Ventós. La potencia de estos materiales es inferior a 100 m (DPA, 1982, Rodríguez-Estrella, 2003).

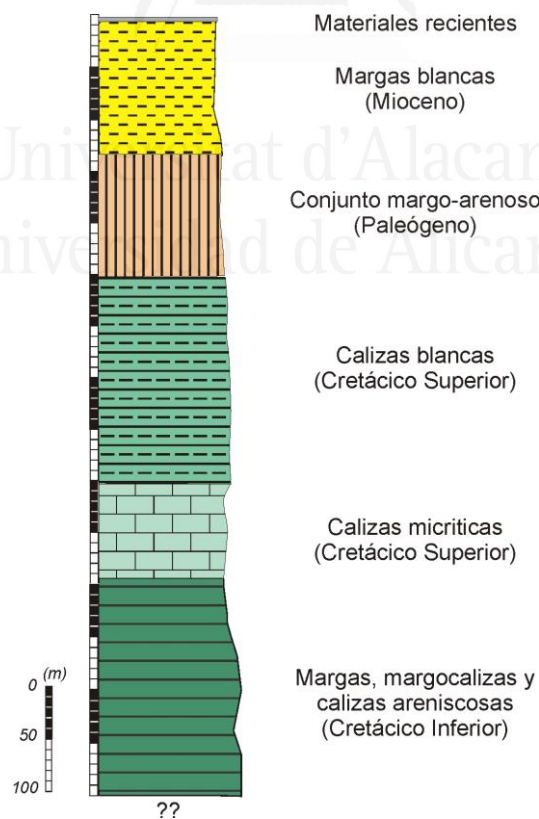


Figura 23: Serie sintética de la sierra del Ventós y las lomas de la Beata

- *Calizas blancas*. Sobre esta litología y también de forma continua, la serie sigue con un tramo litológico perteneciente al Cretácico Superior; en él predominan las calizas blancas con abundantes *Globotruncanas* en su tramo basal y que hacia techo va adquiriendo un carácter cada vez más margoso, hasta llegar a unas capas de tonos rojos y de carácter margoso. La potencia de estos materiales ha sido estimada en 200 m (DPA, 1982). Topográficamente ocupan la parte occidental del relieve en la que presenta una menor altitud y sobre los que discurre el barranco Blanco.

- *Conjunto margo-arenoso*. La serie sedimentaria del Ventós termina, aunque fuera del propio relieve del Ventós, en las lomas de la Beata situadas al W del barranco Blanco. En este conjunto se incluye una parte basal margosa paleocena, en la que tiene lugar el paso de los materiales cretácicos a los terciarios de forma gradual, siendo éste uno de los lugares donde se puede observar uno de los tránsitos Cretácico-Paleógeno más continuos y expandidos de todo el área del antiguo Tetis (Molina *et al.*, 2005), y un tramo superior en la que se alternan areniscas y margas. Se trata de una serie tipo flysh en la que es frecuente encontrar bancos ricos en nummulítidos. Este tramo, cuya edad abarcaría desde el Paleoceno al Neógeno inferior alcanza una potencia de 100 m (DPA, 1982; Rodríguez Estrella, 2003).

- *Margas blancas*. En el N de la sierra del Ventós y extendiéndose a lo largo del barranco Blanco, afloran unas margas blancas denominadas regionalmente como “segundo Tap” (Leret *et al.*, 1976) y asignadas al Mioceno superior. En ellas se intercalan paquetes de conglomerados heterométricos de cantos redondeados, bien cementados de matriz arcillosa. La potencia de estos materiales es de 150 m (Rodríguez-Estrella, 2003; TEYGESA, 2004).

- *Materiales recientes*. Por último, los terrenos recientes cuaternarios se encuentran tapizando y cubriendo el pie de las vertientes W de los relieves del Ventós y Castellar. Se trata principalmente de depósitos aluviales de naturaleza grosera y mal clasificados resultado de la sedimentación de algunos conos de deyección que provienen de las partes elevadas del relieve.

3.3. ESTRUCTURA

Desde el punto de vista tectónico, las sierras del Ventós y Castellar constituyen, a grandes rasgos un sinclinal de dirección NE-SW, cuyo eje se hunde hacia el SW. Esta disposición estructural, conjuntamente con los aspectos litológicos, explican el aislamiento de este relieve con respecto a los materiales que lo rodean.

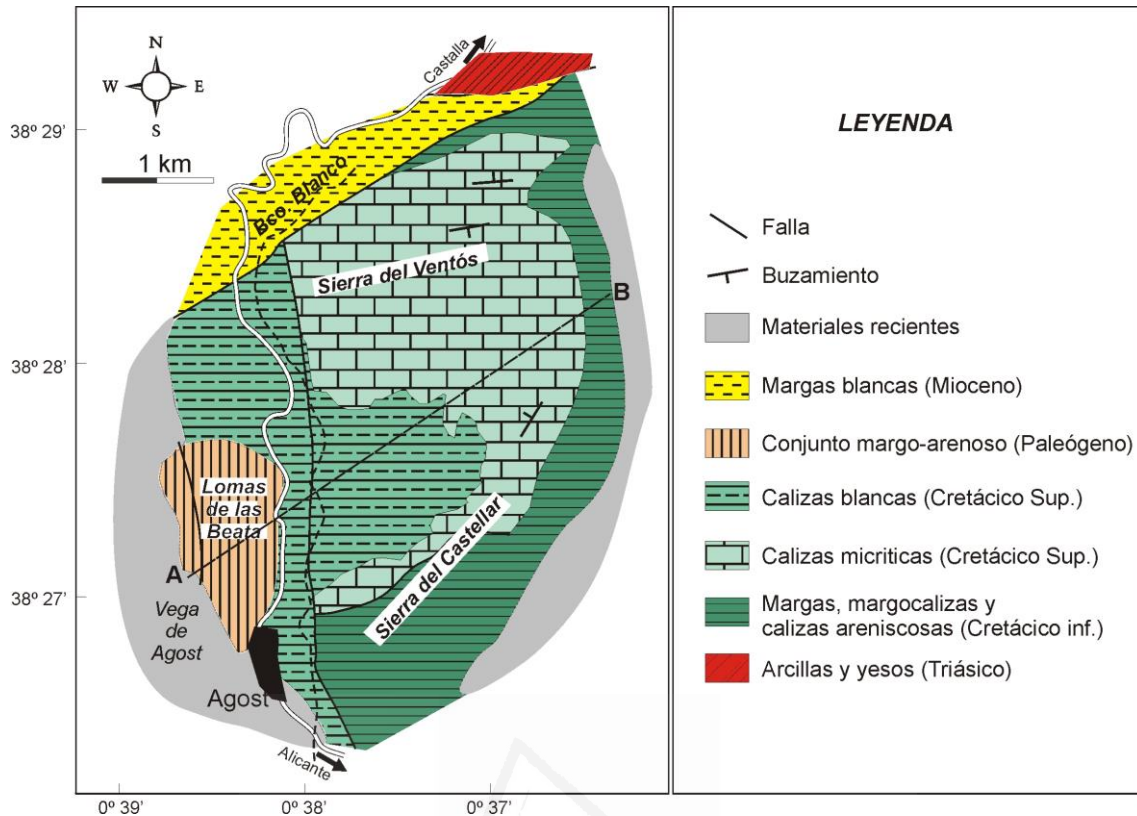


Figura 24: Mapa geológico del acuífero Ventós-Castellar.

Este sinclinal viene acompañado en su flanco septentrional por un antiformal menor muy apretado que llega prácticamente a romper la estructura en su parte basal provocando cierto cizallamiento y superposición entre los mismos materiales cretácicos. La estructura queda aislada por el N antes de llegar a la base de la vertiente septentrional del relieve, y por tanto antes de alcanzar el actual curso del barranco Blanco, por una falla de dirección NE-SW que pone en contacto los materiales cretácicos con las margas terciarias del Tap menos competentes.

Por su parte, en la parte meridional, este flanco experimenta una recuperación para dar lugar a una serie de pliegues más suaves, los cuales no muestran una clara continuidad debido a que se encuentran rotos por diferentes fracturas.

Por último, la estructura queda afectada por la falla del barranco Blanco, cuyo trazado coincide prácticamente con este accidente topográfico. Esta falla ha sido interpretada como normal (Leret *et al.*, 1976) y más recientemente como inversa (Rodríguez-Estrella, 2003).

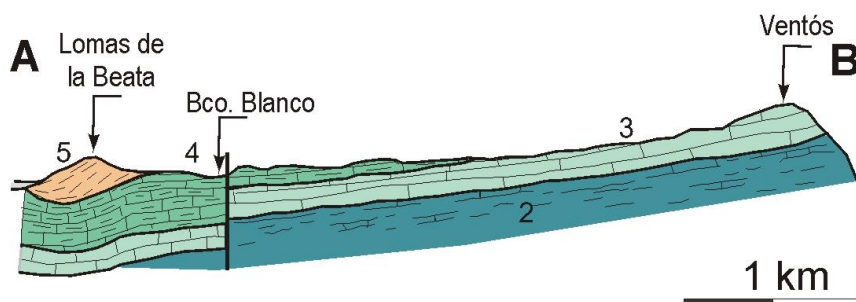


Figura 25: Corte geológico entre la sierra del Ventós y las lomas de la Beata.



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

4

HIDROGEOLOGÍA

4.1. SINGULARIDADES HIDROGEOLÓGICAS DE LOS ACUÍFEROS KÁRSTICOS

Introducción

Para que una roca constituya un acuífero es indispensable que disponga de un conjunto de huecos o espacios vacíos en las que el agua pueda almacenarse y moverse. Esos espacios o poros pueden tener distintos orígenes: sinsedimentario, diagenético o secundario (Ahr *et al.*, 2005). Algunas rocas están constituidas por minerales solubles, por lo que esos espacios se desarrollan cuando el agua circula por ellos agrandándolos al disolver la roca, es la denominada karstificación. Las rocas más comunes afectadas por estos procesos de disolución son los carbonatos (calizas y dolomías) y las evaporitas (halita, anhidrita y yesos). A los acuíferos que conforman estas rocas se les denominan acuíferos kársticos.

Se considera que aproximadamente el 12% de la superficie terrestre está ocupada por rocas carbonatadas (aproximadamente 3.10^6 km²), de los cuales una gran parte está karstificada. A veces se encuentran bajo otras litologías. En España las rocas carbonatadas presentan una extensión de 112.000 km² (1/5 de su superficie), de las cuales, aproximadamente 35.000 km² están en la Cordillera Bética (Durán *et al.*, 1998). En la provincia de Alicante, las rocas carbonatadas son las más abundantes y las que conforman la mayoría de los acuíferos.

Los elevados volúmenes de agua que contienen los acuíferos kársticos y, en general, la baja mineralización de sus aguas, las hace que sean uno de los más atractivos reservorios de aguas subterráneas para el hombre. Es por ello que sus recursos son considerados como uno de los principales abastecedores de aguas subterráneas en muchos lugares del mundo.

Sin embargo, estos acuíferos presentan ciertas singularidades, ya que la distribución de los huecos en su seno es muy irregular, pudiendo coexistir sectores en

los que hay abundancia de espacios, con áreas en las que las discontinuidades abiertas son muy escasas o pueden estar ausentes. Esto genera partes saturadas en agua, con sectores no saturados, cuyo comportamiento roza la impermeabilidad. Esta falta de continuidad hidrogeológica planteó ciertas dificultades a la hora de pensar en un manto acuífero, hasta el punto de que a principios de siglo algunos investigadores dudaban si estos medios formaban verdaderos acuíferos o tan sólo se trataba de “ríos subterráneos”. En este sentido existió una corriente que defendió la idea de que estos medios eran redes de conductos sin relación entre sí, semejantes a los ríos en superficie. No obstante, poco a poco se fue imponiendo la idea de un nivel de saturación general, idea que hoy es totalmente aceptada en la comunidad científica.

El proceso de karstificación provoca que no todos los conductos de circulación experimenten el mismo desarrollo, sino que hay discontinuidades que se agrandan mucho y otras que apenas muestran variación. El resultado supone un conjunto de conductos que pueden llegar a sobrepasar la decena de metros con fisuras de orden micrométrico. Esta diversidad de tamaños en las discontinuidades o fisuras va a provocar una jerarquización en la organización del flujo subterráneo (Király, 1975; Bakalowick, 2005).

4.1.2. Modelo conceptual

Las particularidades expuestas anteriormente indican que se trata de unos medios con elevada heterogeneidad y anisotropía. Ello supone que no siempre son fáciles de entender y el conocimiento que se tiene actualmente es todavía sesgado. Hoy en día se sigue en fase de investigación y estudio con el objeto de comprenderlos y ser capaz de gestionarlos y aprovecharlos de forma óptima. No obstante, las investigaciones llevadas a cabo durante las últimas décadas han permitido disponer un modelo conceptual de acuífero kárstico que difiere del resto de acuíferos (Mangin, 1975; Király, 1975, 2003; Bakalowicz, 1979, 2005; Drogue, 1980; White, 1988; Mudry, 1990; Padilla *et al.*, 1994; Worthington, 1999; White, 2002; Perrin, 2003; Einsied, 2005; Quinn *et al.*, 2006). De forma sintética, este modelo se compone de dos elementos principales:

- *Elemento capacitivo*: grandes bloques de baja permeabilidad. Estos bloques se caracterizan por no estar fisurados (caso extremo), o, por tener fisuras pero muy poco abiertas (caso más habitual); el número de estas pequeñas discontinuidades suele ser muy elevado. Esto significa que la proporción de vacíos puede ser muy elevada y, por tanto, la capacidad para almacenar es muy alta. Pero como las fisuras son estrechas, la circulación del agua se hace difícil y lenta, luego, muestran una baja permeabilidad. Es en este elemento capacitivo donde se almacenan los mayores volúmenes de agua en los acuíferos kársticos. Dentro de este elemento capacitivo se pueden incluir los denominados sistemas anexos a los drenes que corresponden a vacíos sin apenas conexiones hidráulicas. Éstos aumentan la capacidad de almacenamiento, si bien, su contribución al almacenamiento global de un acuífero kárstico no parece muy relevante.

- *Elemento transmisor*: red de fisuras y vías de circulación de alta permeabilidad que separa los bloques capacitivos entre sí. Se trata de la red de fisuras y

discontinuidades abiertas. El porcentaje volumétrico respecto al total del acuífero es muy bajo. Su función es puramente transmisiva, el agua circula fácilmente y con velocidades que pueden ser semejantes a los cursos de aguas superficiales.

La distribución espacial de estos dos elementos de la estructura kárstica es muy compleja. El estudio de este tipo de medios debe hacerse con mucha precaución, ya que, los parámetros hidráulicos (porosidad, conductividad hidráulica, transmisividad,...) que definen este tipo de acuíferos están estrechamente relacionados con la escala de trabajo (Király, 1975). Así por ejemplo, las determinaciones de permeabilidad sobre muestras de laboratorio dan unos valores normalmente referidos a los bloques; a escala de sondeos tendremos toda una gama entre grandes conductos y bloques, y por último a escala de cuenca tendremos una integración del conjunto del acuífero.

4.1.3. Estructuración y funcionamiento

Como en el resto de acuíferos, los acuíferos kársticos se pueden estructurar en dos partes, si bien algunos investigadores incluyen una tercera parte que en sentido estricto no correspondería a la formación carbonatada, sino que se trataría de los materiales que recubren el karst (Bakalowicz, 2005).

- *La Zona No Saturada*. Corresponde a la parte superior del karst. Presenta una extensión variable, estando delimitada por la zona de infiltración en su parte superior y el nivel piezométrico en la parte inferior.

A la zona más superficial se le denomina epikarst o zona subcutánea (Mangin, 1975). Se caracteriza por presentar un mayor desarrollo de la karstificación y, por consiguiente, elevadas porosidades (frecuentemente con valores entre 5 y 10%) y permeabilidades. No obstante, estos parámetros variarán en función de la edad del karst, el grado de desarrollo del suelo y la vegetación. Las discontinuidades se pueden saturar de agua y constituir un acuífero colgado denominado “acuífero epikárstico”. Éste juega un papel fundamental en la recarga de la zona saturada, si bien no siempre está presente y es continua en todos los acuíferos (Bakalowicz, 1979; Ford y Williams, 1989, Doerfliger *et al.*, 1996).

La parte más interna de la Zona No Saturada se caracteriza por tener baja porosidad (en torno al 2%), la cual, además disminuye con la profundidad.

La recarga del acuífero se realiza a través de la Zona No Saturada. En este tipo de acuíferos se pueden diferenciar dos vías de recarga. La primera se denomina recarga rápida y se produce fundamentalmente por las grietas abiertas, sumideros, y puntos de absorción. La segunda es la denominada recarga difusa o lenta y se produce por las fisuras finas y poros de la roca (Ford y Williams, 1989; Bakalowicz, 2005). En ambos casos el flujo de entrada de agua presenta una circulación eminentemente vertical.

- *La Zona Saturada*. También denominada como karst inundado, es la parte del acuífero kárstico en donde la organización es mayor. En ella coexisten los conductos

más desarrollados que tienen una función transmisiva, con la matriz y otras vías de segundo orden que se encargan de almacenar.

La localización de los drenes transmisivos es independiente de la profundidad, y va a depender de las particularidades de cada sistema. Aquellos acuíferos en los que el desarrollo de estos conductos se produce en las partes más profundas de la zona saturada se conocen como tipo vaclusiano. Por el contrario, si se encuentran en la base de la zona no saturada (conductos epifreáticos) se han denominado acuíferos kársticos someros o de tipo jurásico. La ubicación de estas vías es de gran importancia en el comportamiento hidráulico de la zona saturada. Así cuando se trata de conductos epifreáticos, las bajadas de nivel por causas naturales o artificiales originan el cese del flujo. A diferencia de la Zona No Saturada en la Zona Saturada el flujo de agua presenta una componente eminentemente horizontal.

4.1.4. Variaciones en el comportamiento de los acuíferos kársticos

Los estudios llevados a cabo sobre acuíferos kársticos han puesto de manifiesto el amplio espectro de comportamiento de estos medios. Existe una gradación con numerosos estadios intermedios que van desde los que funcionan de manera similar a los acuíferos porosos, hasta los que el agua circula por una auténtica red hidrográfica subterránea (Mangin, 1975; Bayó *et al.*, 1986). La denominación de acuífero kárstico resulta algo ambigua, ya que se aplica a reservorios de comportamiento muy dispar. Se han propuesto varias tipologías de acuíferos kársticos, sin encontrar una clasificación universalmente válida y aceptada.

De forma simplificada los acuíferos kársticos presentan una serie continua entre dos polos distintos que podríamos simplificarlos en: aquellos que muestran un comportamiento más próximo a los acuíferos porosos (Freeze y Cherry 1979), es lo que se conoce en la literatura como acuíferos de flujo difuso y los que muestran un desarrollo del flujo concentrado en drenes (Mangin, 1975), también denominado kársticos *sensu stricto*.

A grandes rasgos, los acuíferos kársticos *sensu stricto* son muy heterogéneos, de forma que coexisten bloques de características impermeables con grandes conductos kársticos. La circulación se realiza casi exclusivamente por estos drenes y suelen presentar ríos subterráneos. La presencia de bloques “impermeables” hace que existan sectores no saturados por debajo del nivel piezométrico, por lo que se dice que su piezometría es discontinua o virtual. También son frecuentes las oscilaciones irregulares de nivel de agua, es habitual que tras eventos lluviosos los niveles suban mucho y después de varios días se produzcan fuertes caídas. El emplazamiento de captaciones que pretendan lograr buenos rendimientos resulta difícil por la presencia de estos bloques sin saturar. Otra de las características de estos sistemas es que habitualmente muestran abundantes formas kársticas, principalmente endokársticas (cavidades y redes espeleológicas). La infiltración suele producirse por puntos de absorción (sumideros, dolinas,...) y la descarga se realiza con gran rapidez por lo que los hidrogramas suelen ser picudos con curvas de agotamiento tendidas. Esto indica que la regulación natural es

muy escasa y disponen de poca capacidad de almacenamiento. La regulación es incluso difícilmente aumentable con captaciones subterráneas. Ello significa que su gestión debe hacerse con mucho cuidado, puesto que están muy condicionados por las características climáticas.

Por el contrario, los acuíferos kársticos de flujo difuso son más homogéneos. La circulación se asemeja más a los acuíferos fisurados y porosos. Su piezometría es continua y sus oscilaciones son más regulares. El emplazamiento de captaciones exitosas presenta menor riesgo. Las formas kársticas suelen ser escasas, por lo que la accesibilidad al macizo rocoso es difícil. La infiltración suele realizarse de forma uniforme a lo largo de todo el afloramiento rocoso y el tiempo de respuesta en los manantiales es mayor; los hidrogramas apenas presentan picos tras los eventos lluviosos. Esto indica que la regulación natural es grande y disponen de gran capacidad de almacenamiento. Se trata de acuíferos en los que se puede aumentar de manera importante la regulación, por lo que son más adecuados para realizar planificaciones a largo plazo.

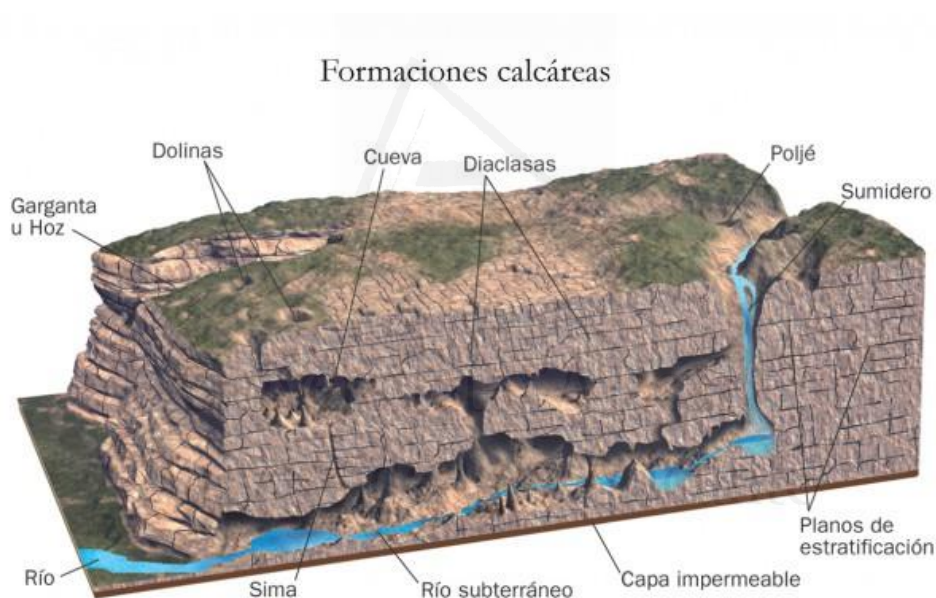


Figura 26: Esquema típico de un acuífero kárstico (tomado de la web de xeografía CiUG Facultad de Xeografía e Historia curso 2011-2012 Universidad de Santiago de Compostela)

4.2. ANTECEDENTES

El acuífero del Ventós-Castellar fue definido a principio de los años setenta. Desde esa primera delimitación, y a pesar de que se trata de un acuífero de reducidas dimensiones, con unos recursos bastante limitados y de un interés local, son bastantes los trabajos realizados sobre el mismo, por lo que los documentos y publicaciones previos de carácter hidrogeológico son relativamente abundantes. La presente investigación se ha beneficiado de este importante volumen de trabajos realizados y, por consiguiente, del conocimiento que actualmente se dispone de este acuífero.

Aspectos como su geometría, hidrodinámica o estimación de su recarga, entre otros, que permiten establecer su funcionamiento han ido mejorándose a lo largo del tiempo. En las siguientes líneas se resume muy brevemente las razones de esta abundancia de estudios hidrogeológicos.

Desde un punto de vista administrativo, el acuífero del Ventós-Castellar fue definido en los años setenta en el marco del Plan Nacional de Inventario de Aguas Subterráneas (DPA, 1982). Inicialmente quedó integrado dentro del Subsistema 50.3 Acuíferos Aislados de la provincia de Alicante, y más concretamente dentro de la Unidad Hidrogeológica 08-49 Agost-Monnegre, la cual estuvo conformada por otros tres pequeños acuíferos carbonatados: Tosal del Reo, Monnegre y Albabor (IGME, 2007). Actualmente, y como consecuencia de la delimitación de las masas de agua subterráneas realizadas para la aplicación de la DMA, este acuífero se encuentra dentro de la masa de agua subterránea 080.074 Agost-Monnegre. (Figura 27)

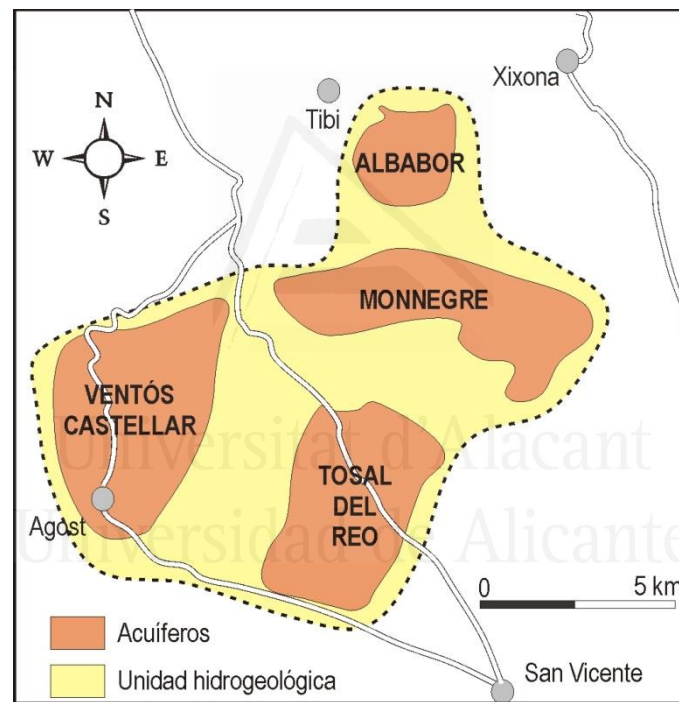


Figura 27: Unidad Hidrogeológica U.H.0849 Agost-Monnegre

A lo largo de las últimas décadas los diferentes cambios administrativos en cuanto a gestión hídrica han propiciado la transformación de las unidades de gestión de aguas subterráneas para su adaptación a la reglamentación europea. En este sentido, las antiguas unidades hidrogeológicas han pasado a masas de aguas. Estas readaptaciones han conllevado una serie de estudios e informes conducentes a la actualización de la información, los cuales han sido realizados de forma mayoritaria por el Instituto Geológico Minero de España y la Confederación Hidrográfica del Júcar (IGME, 1986; IGME-DPA, 1988; DPA, 1997; IGME-DPA, 2007).

Por otro lado, la localidad de Agost, al tratarse de una población pequeña, no dispone de infraestructuras y recursos económicos suficientes para sufragar los gastos

asociados a la búsqueda y la construcción de instalaciones para el aprovechamiento de los recursos subterráneos de manera directa, por lo que esta tarea ha recaído en la administración provincial, y más concretamente en la Diputación de Alicante. Esta administración se ha encargado de efectuar diversos informes técnicos para la realización de las captaciones y puesta en funcionamiento de las mismas. Asociados a la protección de la explotación, otros aspectos hidrogeológicos más específicos fueron realizados por entidades y especialistas (EVREN, 2000; Rodríguez-Estrella, 2003).

A finales de la década de los noventa, se inició el estudio del acuífero del Ventós-Castellar por parte de la Universidad de Alicante, lo que supuso el inicio de una línea de investigación sobre el funcionamiento y la recarga de este sistema (Abdelli, 1999; Andreu *et al.*, 2001, 2002; Martínez-Santos y Andreu, 2010, Touhami, 2007; Touhami *et al.*, 2014).

Todo este conjunto de trabajos y estudios realizados han supuesto un importante aumento del grado de conocimiento que actualmente se tiene de este acuífero, especialmente en sus aspectos geométricos y de funcionamiento. En este sentido, se puede destacar la delimitación espacial de este acuífero, la cual ha variado con respecto a la inicial debido a que lo largo de estos años la información geológica, geofísica e hidrogeológica ha ido aumentando, por lo que se ha podido precisar su extensión y geometría. Por otro lado, el seguimiento exhaustivo de su piezometría conjuntamente con los parámetros climáticos ha permitido disponer de modelo conceptual de funcionamiento bastante desarrollado.

4.3. DEFINICIÓN DEL ACUÍFERO

4.3.1. Materiales acuíferos

A partir de las características litológicas descritas en el apartado de Geología se establece de forma sintética el comportamiento hidrogeológico de los materiales y la definición del mismo.

Se puede considerar que el acuífero del Ventós-Castellar *en s. str.* se desarrolla sobre las calizas micríticas pertenecientes al Cenomano-Turoniense. Sin embargo, sus límites, tanto inferior como superior, son difíciles de definir en campo, ya que los cambios litológicos entre los distintos terrenos que conforman las series son graduales.

Así en la parte basal, la transición entre los terrenos albienses y cenomanienses tiene lugar de forma gradual, pasando de materiales margosos a terrenos cada vez más carbonatados, de manera que el tramo terminal de los terrenos albienses es bastante carbonatado y, por consiguiente, formarían parte del acuífero (IGME-DPA 2007). Esta misma situación vuelve a producirse en su parte superior; ahí los cambios litológicos entre los terrenos cenomano-turonienses y senonienses son sutiles, por lo que el tramo basal representado por calizas blancas con abundantes *Globotruncanas*, también presenta comportamiento acuífero, y formaría parte del sistema Ventós-Castellar. Sin embargo, hacia techo la serie se hace progresivamente más margosa, por lo que pasa a constituir un impermeable de techo (Andreu *et al.*, 2001).

El acuífero Ventós se dispone sobre terrenos albienses de naturaleza mayoritariamente margosa y margo-calizas de claro comportamiento hidrogeológico impermeable; siendo estos materiales los que constituyen el impermeable de muro. De igual forma, el acuífero también presenta un impermeable de techo formado por los terrenos del Cretácico Superior. La potencia total de este acuífero se estima en algo menos de 100 m.

El resto de materiales aflorantes en el entorno inmediato de los relieves de Ventós y Castellar se consideran de naturaleza impermeable y, por lo tanto, carentes de interés hidrogeológico.

4.3.2. Geometría y límites

Se puede establecer que la geometría del acuífero es prácticamente coincidente con el propio relieve del Ventós-Castellar. A grandes rasgos la geometría superficial del acuífero queda representada a partir de los siguientes límites laterales:

Al N el límite viene dado por el anticlinal de dirección E-W cuyo eje coincide prácticamente con la línea de cumbres del relieve del Ventós. Este anticlinal es responsable de la elevación del impermeable de muro de forma que constituye una divisoria subterránea que se extiende desde la parte más elevada del relieve al NE hasta la falla del barranco Blanco al W. En este sector NW el acuífero llega a ponerse en contacto con las margas blancas miocenas, debido a la presencia de la falla que con dirección SW-NE transcurre a mitad de la vertiente septentrional de la sierra del Ventós.

Los límites oriental y meridional también lo forman las margas del Cretácico Inferior, ya que la propia estructura eleva el muro del acuífero por el W y SW. En la parte SE de la sierra de Castellar los materiales acuíferos y el impermeable de muro se ponen en contacto por una falla. (Figura 28)

Por último, como en el apartado de geología se ha comentado, la falla del barranco Blanco rompe la continuidad de la estructura, y por consiguiente, la del acuífero hacia el W. Esta falla fue inicialmente interpretada como normal (Leret *et al.*, 1976) y más tarde como inversa (Rodríguez-Estrella, 2003). Independientemente del tipo de falla, la desconexión entre ambos bloques fue puesta de manifiesto ya en varios estudios previos (EVREN, 2000; Andreu *et al.*, 2002; Rodríguez-Estrella, 2003). La perforación de un sondeo de investigación al W de la falla del barranco Blanco constató la desconexión entre el bloque E y W de la falla (Barba-Romero y Domínguez, 2004).

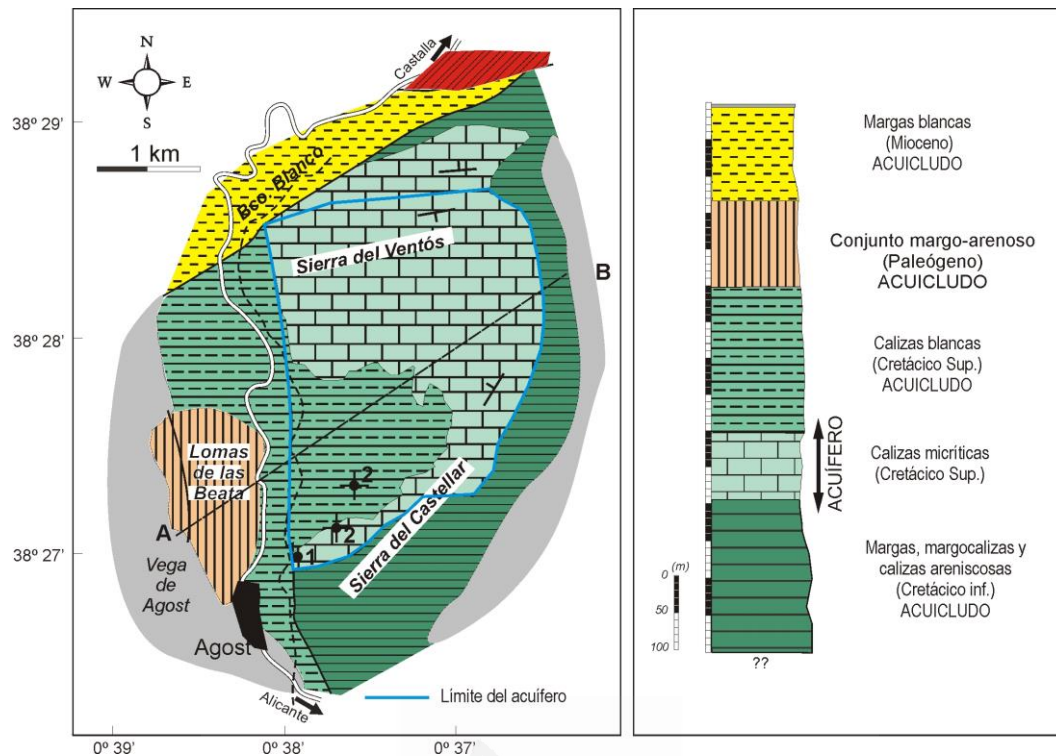


Figura 28: Esquema hidrogeológico del acuífero del Ventós-Castellar.

En definitiva, la configuración superficial del acuífero presenta una superficie en torno a 7 km², extensión considerablemente menor a los 18 km² estimados durante la definición inicial del mismo en la década de los años setenta (DPA, 1982).

La disposición geológica que presentan los materiales en este relieve permite el afloramiento de calizas acuíferas en las partes más elevadas topográficamente de las sierras del Ventós y Castellar. Estos materiales constituyen, por tanto, el área de recarga del acuífero, cuya superficie es algo menos de 5 km² (Andreu *et al.*, 2002). La parte SW de la estructura, con una elevación menor, corresponde al núcleo del sinforme y está ocupada por las calizas margosas alternantes con margas del Cretácico Superior, cuyo comportamiento se ha considerado como impermeable (DPA, 1982; Andreu *et al.*, 2001).

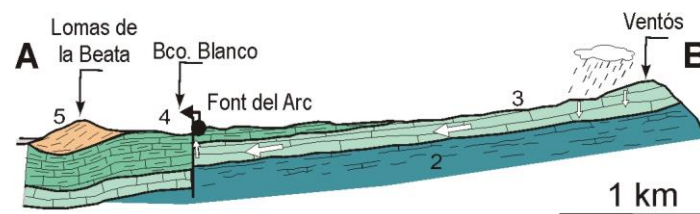


Figura 29: Corte hidrogeológico del acuífero del Ventós-Castellar.

4.4. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

La actualización del inventario de los puntos de agua se realizó a partir de la información de estudios previos (DPA, 1982; Barba-Romero y Domínguez, 2004). La visita sobre el terreno de los mismos permitió establecer la situación en la que se encontraba. Por ser un acuífero de pequeña extensión son muy pocos los puntos de agua que presenta o presentó el acuífero. La tabla 10 sintetiza los puntos del acuífero y sus alrededores más próximos.

Nº	Tipo	Nombre	X	Y	Z	P
1	M	Font del Arc	706.500	4.257.936	330	-
2	S	Tabarias	706.440	4.258.365	360	200
3	S	Ventós	706.860	4.258.810	380	278
4	M	Font del Sabre	706.440	4.259.940	400	-
5	S	La Fam	706.430	4.258.290	360	286

Tabla 10: Inventario de puntos de agua en el acuífero del Ventós-Castellar y sus alrededores. M: Manantial; S: Sondeo; X, Y: coordenadas UTM; Z: altitud (m s.n.m.); P: profundidad (m).

Sólo 3 de los puntos de agua inventariados en la tabla 10 pertenecen realmente al acuífero del Ventós-Castellar. El acuífero presentaba un manantial por la que descargaba en régimen natural. Se trataba de la denominada font de l'Arc (nº 1), que en realidad se trataba de varias surgencias (entre 7 y 8 según la información obtenida en campo). Estaban situadas entre sí a poca distancia en el barranco del Ventós, muy cerca de su desembocadura en el barranco Blanco. Estas surgencias actuaban como *trop plein*, de manera que las que se ubicaban a cotas más elevadas sólo funcionaban en régimen de aguas altas, después de eventos significativos de precipitación. Su caudal medio se estimaba alrededor de 5 L/s, si bien, este manantial se comportaba como un típico manantial kárstico, de manera que se cree que podía llegar a alcanzar caudales entre 150 y 200 L/s tras los eventos lluviosos, el cual se reducía considerablemente a los pocos días. En época de sequías entraba en situación de agotamiento, pudiendo disminuir su caudal hasta 2 L/s (Rodríguez-Estrella, 2003). Actualmente se encuentra seco, como consecuencia de la explotación del acuífero, siendo la última vez que funcionó en noviembre de 1982, después de las intensas precipitaciones que tuvieron lugar en esta región.

El sondeo Tabarias (nº 2) fue el primer sondeo perforado en el acuífero, con el objeto de aumentar la disponibilidad de agua para el abastecimiento de Agost, ya que el caudal que aportaba la font de l'Arc era muy variable y frecuentemente insuficiente. Este sondeo está emplazado en el mismo barranco que la surgencia, a unos 300 m al N de la misma. Su entrada en funcionamiento fue a finales de la década de los setenta. Sin embargo, problemas de arrastre de finos, asociados a una deficiente construcción, generaron una disminución progresiva de su caudal hasta el punto de tener que abandonarlo.

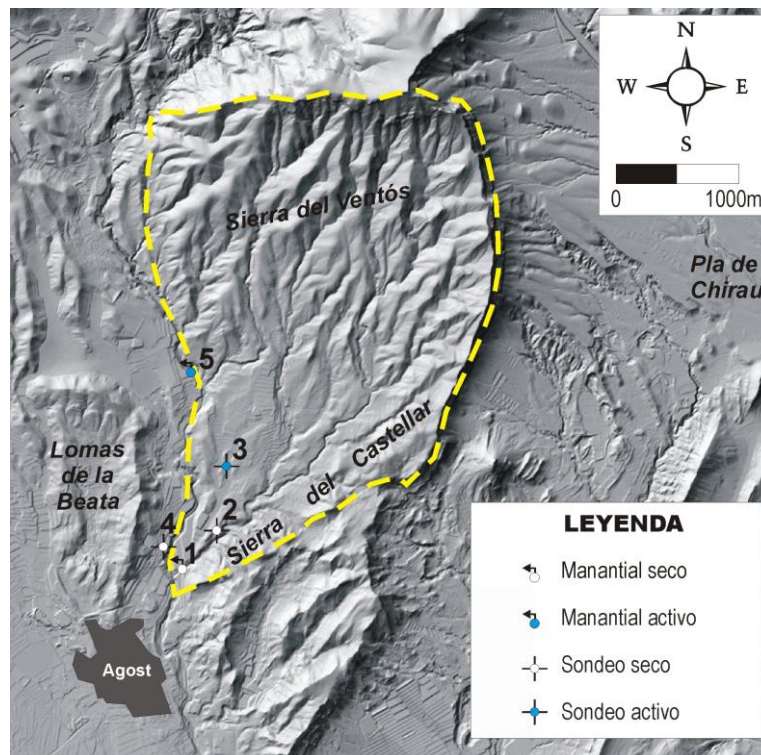


Figura 30: Localización geográfica de los puntos de agua.

La última captación efectuada en el acuífero ha sido el sondeo Ventós (nº 3), el cual reemplazaba al sondeo Tabarias (nº 2). Sus aguas se destinan íntegramente al abastecimiento de la localidad de Agost. Desde finales de 1997 es el único sondeo que extrae agua de este acuífero.

En las inmediaciones del acuífero, aunque fuera del mismo, existe un pequeño manantial denominado font del Sabre (nº 4), y un sondeo denominado la Fam (nº 5). Esta perforación se efectuó con fines de investigación en 2004. A partir de su columna se constató que el acuífero del Ventós-Castellar no sobrepasaba la falla del barranco Blanco y, por consiguiente, no había conexión hidráulica entre los bloques a ambos lados de la falla del barranco Blanco (TEYGESA, 2004).

4.5. CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS

4.5.1. Piezometría

4.5.1.1. Red de control piezométrico

El seguimiento de la piezometría en este acuífero ha tenido dos etapas claramente diferenciadas. La primera, comprendida entre 1979 y 1997, es de la que se dispone de menor información, ya que se tomaban datos de nivel de forma manual y discontinua. Los niveles se tomaban en el sondeo de bombeo, nº 2, única captación del acuífero. La segunda etapa se inicia con la puesta en funcionamiento del sondeo nº 3, en el que se instala una sonda piezorresistiva que ha realizado un control regular y automatizado. Este punto entró a formar parte de la red de control piezométrico del Departamento de Ciclo Hídrico de la Diputación de Alicante. Es a partir de entonces cuando se efectúa un seguimiento de la piezometría en ambos puntos.

En 1999 se inicia el estudio del acuífero del Ventós-Castellar por parte de la UA. Entre las actuaciones realizadas para este estudio se encuentra un seguimiento piezométrico en el sondeo nº 2. La toma de niveles se inició de forma manual con un frecuencia de medida semanal, pero a partir de 2002 se instaló una sonda piezorresistiva automatizada de alta precisión. El seguimiento automatizado de la piezometría en ambos puntos acuíferos se dispone para el periodo 2002-2010.

La sonda del sondeo nº 2 consistía en un sensor de presión modelo PTX 530 fabricado por Druck Limited (Gran Bretaña). Esta sonda era capaz de realizar medidas entre -10°C y +50°C con un error del 1%, estando alimentada por una fuente de energía externa. Dado que el objeto era estudiar el comportamiento del acuífero frente a la recarga (Andreu *et al.*, 2006), fue imprescindible establecer adecuadamente un rango de medida suficientemente preciso y con una buena autonomía operacional. Los registros de nivel previos a su instalación indicaban escasas variaciones estacionales, por lo que se realizó una calibración para 3 m. Con esta calibración los errores cometidos son ligeramente inferiores a 2 cm. La metodología de trabajo obligaba a situar la sonda dentro del agua a una profundidad adecuada en función de la tendencia estacional, de forma que no quedara ni por encima del agua, ni tampoco sumergida con una columna de agua superior a 3 m. Para ello se disponía de una polea o tambor que, de forma manual, facilitaba la corrección de su posición cuando convenía.

4.5.1.2. Evolución piezométrica

La figura 31 muestra la evolución piezométrica que ha experimentado este acuífero con datos mensuales. A grandes rasgos, se ha producido una desaturación de 63 m en los 33 años de registro. Esta pérdida piezométrica se cuantifica en una tasa media de descenso de 1,9 m/año. Dicha situación responde a la dinámica a la que ha estado sometido este acuífero, lo que ha generado una bajada más o menos continua de los niveles que responde a unas extracciones continuas y una recarga modesta como consecuencia de las escasas precipitaciones que recibe el acuífero.

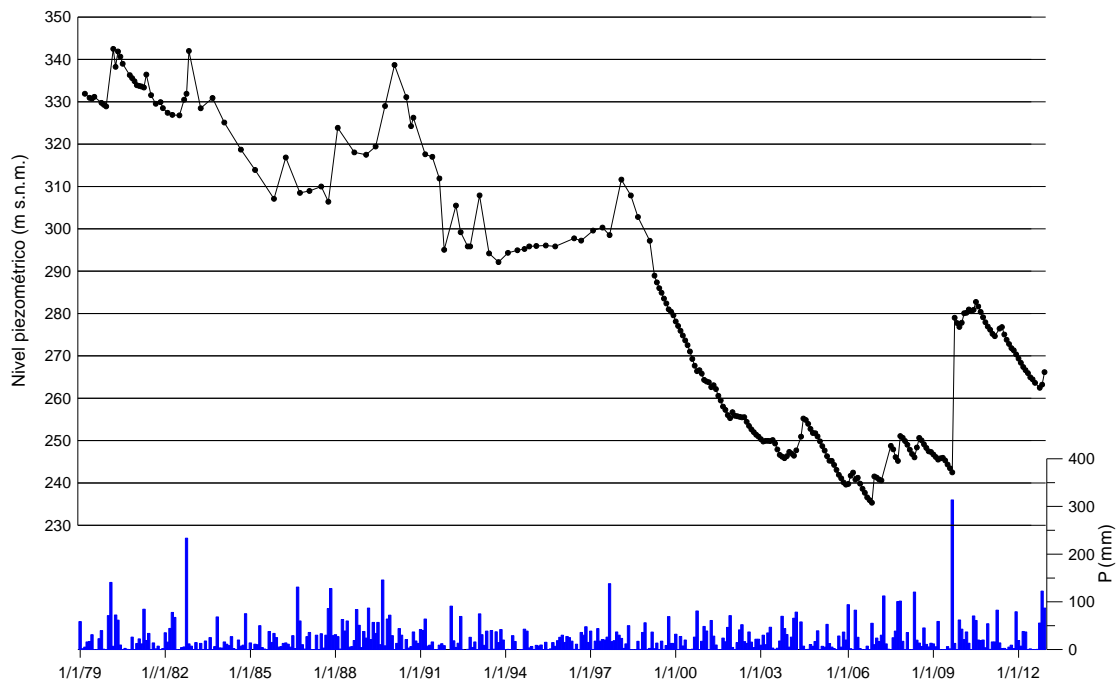


Figura 31: Evolución piezométrica mensual del acuífero Ventós-Castellar 1979/2012.

Durante los periodos secos la curva piezométrica adquiere unas tendencias más o menos lineales descendentes, las cuales se rompen bruscamente por episodios de recuperación puntual de mayor o menor magnitud asociadas a eventos de precipitación importantes. Los casos más significativos fueron los acontecidos el 24/04/81, el 20/10/82, el 04/11/87, el 08/09/89, el 08/04/07, y el 30/09/09. No obstante, y a pesar de la magnitud de las recuperaciones de algunos de estos eventos, desde el año 1982 éstos no han llegado a recuperar el nivel del acuífero hasta su situación natural. Este comportamiento se puede observar desde el inicio del seguimiento piezométrico, comportamiento mucho más claramente patente en los registros automatizados.

La figura 32 permite observar la dinámica de la piezometría a nivel diario para los dos puntos acuíferos (nº 2 y 3). Ambos puntos reproducen un comportamiento idéntico, observándose ligeras diferencias de nivel entre ellos debidas al efecto de bombeo que es mayor en el punto nº 3. Durante el periodo de seguimiento se puede establecer una diferenciación entre dos periodos: el correspondiente a los años 1997-2004 y el segundo correspondiente a los años 2004-2012. Durante el primero, los eventos de recarga fueron de menor magnitud por lo que el comportamiento de la piezometría fue claramente descendente. Sin embargo, a partir de 2004 se pueden apreciar un mayor número de eventos de recuperación, con ascensos de nivel de orden métrico casi instantáneos, esto permitió mantener la cota de los niveles bastante estabilizados entre los años 2004-2009. Por último es destacable el ascenso de nivel que se produjo en septiembre de 2009, en los que las lluvias caídas en este mes provocaron una subida de aproximadamente 40 m. Se trata del mayor ascenso piezométrico observado en este acuífero.

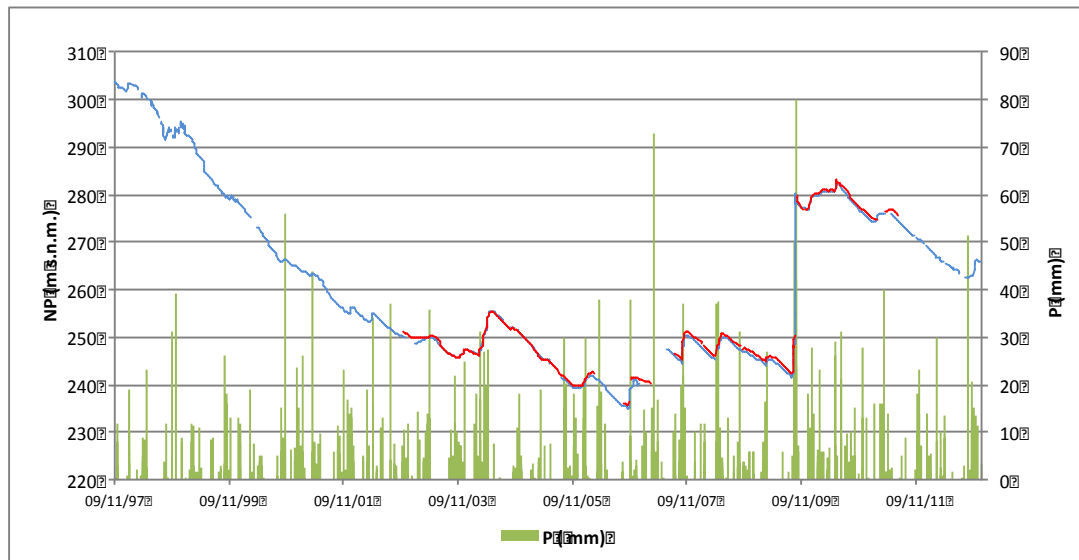


Figura 32: Evolución piezométrica diaria del acuífero Ventós-Castellar 1997/2012.

Es también sobre los registros de piezometría automatizados sobre los que se ha podido poner de manifiesto que los ascensos de nivel se inician a escasas horas de producirse la precipitación eficaz (Andreu *et al.*, 2006; Touhami, 2007; Martínez-Santos y Andreu, 2010). A continuación, se presentan dos de esos eventos de recuperación en los que se puede observar con datos horarios la dinámica de la recuperación que experimenta este acuífero tras los eventos de precipitación. Se trata de los acaecidos en noviembre de 2008 y mayo de 2011, uno de otoño y otro de primavera (Figuras 33 y 34).

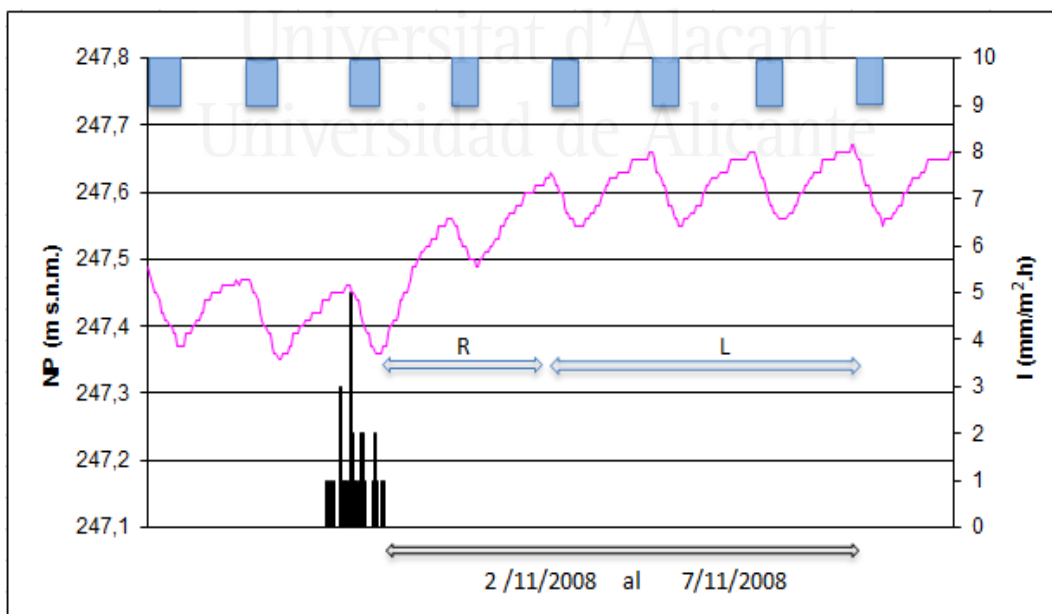


Figura 33: Respuesta del nivel piezométrico frente al episodio de precipitación de 31 mm producido el 1 de noviembre de 2008. Arriba se representan los intervalos de bombeo y bajo la precipitación. Las bajadas de nivel que se observan corresponden a la influencia del bombeo .R: Infiltración muy rápida; L: infiltración más lenta.

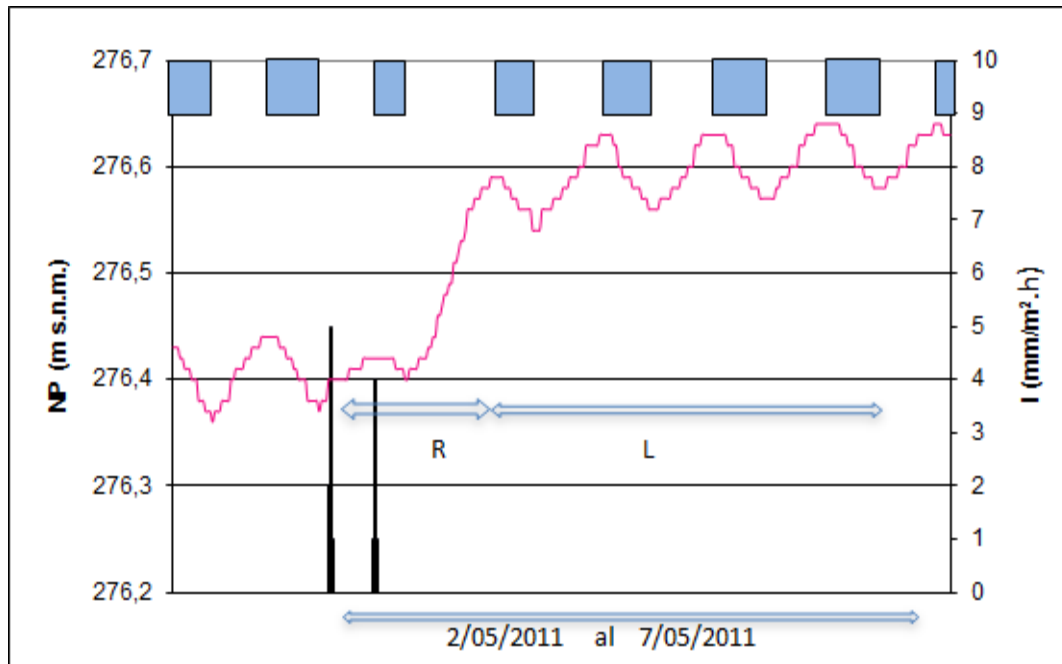


Figura 34: Respuesta del nivel piezométrico frente al episodio de precipitación de 14 mm producido el 2 de mayo de 2011. Arriba se representan los intervalos de bombeo y bajo la precipitación. Las bajadas de nivel que se observan corresponden a la influencia del bombeo. R: Infiltración muy rápida; L: Infiltración más lenta.

En general, se pueden diferenciar dos tramos de ascenso piezométrico diferente: un primer ascenso de nivel muy rápido que suele originarse varias horas después de la lluvia, y otro periodo de recuperación algo más lenta que perdura durante varios días e incluso semanas, para aquellos casos de precipitaciones de gran magnitud. En general, los ascensos piezométricos tan rápidos son característicos de acuíferos kársticos, si bien, la disposición y la geometría del acuífero unido a la karstificación que presentan las calizas parecen tener bastante influencia en el comportamiento hidrodinámico frente a los pulsos de entrada (Andreu *et al.*, 2006; Martínez-Santos y Andreu, 2010).

4.5.1.3. Parámetros hidráulicos

A pesar de la aparente simplicidad que presenta este acuífero, no ha resultado sencillo establecer sus parámetros hidráulicos. La caracterización hidráulica que aquí se presenta está basada en los diferentes informes elaborados sobre el mismo. Los valores de transmisividad se establecieron a partir de la interpretación de los ensayos de bombeo realizados en el momento de poner en funcionamiento las captaciones del acuífero, mientras que para el coeficiente de almacenamiento se han utilizado varios métodos.

A continuación, se sintetizan los resultados obtenidos en los dos ensayos de bombeo:

- Ensayo de bombeo en el sondeo n°2. En este sondeo la prueba se efectuó bombeando un caudal de 42,5 L/s, obteniéndose una depresión del nivel piezométrico de 13 m en 15 horas; y posteriormente fue observada la recuperación

durante otras 15 horas. Los resultados obtenidos indicaron que el acuífero presentaba transmisividades comprendidas entre 2.700 y 4.800 m²/día. Esta prueba sirvió para recomendar un caudal óptimo de explotación entre 12-15 L/s (IGME, 1979). Dado que el ensayo se realizó en el mismo pozo de bombeo no se obtuvo el coeficiente de almacenamiento.

- Ensayo de bombeo en el sondeo n°3. La interpretación del ensayo de bombeo efectuado en 1995 no fue sencilla, ya que se observaron varios tramos en la curva de descensos. No obstante, los valores de transmisividad finalmente estimados en el pozo de bombeo fueron de 1.200 m²/d para el descenso y de 2.100 m²/d para la recuperación (Rodríguez-Estrella, 2003).

Las estimaciones de la permeabilidad obtenidas de la bibliografía también ofrecen cierta variabilidad dependiendo del informe, habiéndose utilizado valores entre 38 m/día (TEYGESA, 2004) y 99 m/día (IGME, 2003).

En cuanto al coeficiente de almacenamiento, las referencias consultadas presentan valores de porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento con un amplio rango. Su determinación se ha basado fundamentalmente en la aplicación de dos metodologías: interpretación de ensayos de bombeo y estimación a partir de la desaturación de un volumen de acuífero para un periodo sin entradas. Los valores obtenidos a partir de los ensayos de bombeo fueron de $2 \cdot 10^{-3}$ y $4,8 \cdot 10^{-4}$. Estos valores tan bajos se interpretaron inicialmente como debidos a una situación del acuífero en régimen confinado (IGME, 1979; IGME, 1995; Rodríguez-Estrella, 2003).

La utilización de la metodología de la desaturación de un volumen de acuífero muestra mayor variabilidad. Así, las estimaciones realizadas utilizando diferentes periodos sin entradas han oscilado entre $2,6 \cdot 10^{-3}$ y $3,5 \cdot 10^{-3}$ (Andreu *et al.*, 2001, 2002 y 2010). Sin embargo, utilizando la misma metodología Rodríguez-Estrella (2003) obtuvo un valor de 1,15%. La razón de esta amplia diferencia recae fundamentalmente en los valores de la superficie con la que se estimó la porción de acuífero desaturado.

4.6. BALANCE HÍDRICO

4.6.1. Entradas

Como anteriormente se ha puesto de manifiesto el acuífero del Ventós-Castellar está totalmente aislado de otros acuíferos, por lo que la únicas entradas posibles corresponden a aquellas que proceden de la recarga que genera la precipitación caída sobre los materiales permeables aflorantes del acuífero.

4.6.1.1. Método de estimación

La estimación de la recarga no es una tarea fácil, ya que lleva asociada una elevada incertidumbre (Custodio, 1997; Scalón *et al.*, 2002) por lo que para su estimación se suelen utilizar diferentes metodologías. Éstas deben adecuarse al tipo de recarga que se produce (difusa, preferencial, retorno de riegos...). En el caso del

Ventós-Castellar, el proceso de recarga ha sido estudiado ampliamente por (Andreu *et al.*, 2002; Tohuami *et al.*, 2014 y Tohuami, 2014), por lo que en el presente estudio se ha considerado únicamente el método balance de agua en el suelo, ya que estos autores concluyeron que era el que aportaba los mejores resultados.

Los modelos de balance de agua son actualmente uno de los métodos más ampliamente utilizados para establecer la recarga en Hidrogeología, siendo también habitual emplearlos en acuíferos kársticos ubicados en diversos contextos climáticos y geográficos (Cardoso, 1997; Lambán, 1998; Martos, 2008). Esta amplia utilización se debe a que son métodos sencillos, directos, económicos y que requieren un tipo de variables relativamente fáciles de conseguir. Quizás entre las precauciones a tener en cuenta a la hora de aplicarlos es importante seleccionar la escala de tiempo más apropiada acorde con las condiciones climáticas, y disponer del mejor conocimiento del suelo posible. En este caso el balance de agua se efectuó con el código HYDROBAL. Este código es muy similar a otros modelos de balance de agua como Balan (Samper, 1998). Con el código HYDROBAL se disponía de la ventaja que este código fue desarrollado para las características climáticas del Ventós-Castellar y las calibraciones están basadas en mediciones efectuadas en distintas parcelas de la sierra del Ventós (Chirino, 2003).

Sin embargo, el código HYDROBAL no calcula realmente la recarga en el acuífero, sino la denominada percolación profunda o infiltración, es decir, lo que se puede considerar como infiltración potencial. Para poder corroborar si las estimaciones de percolación profunda eran válidas se desarrolló un modelo agregado sencillo capaz de constatar si éstas reproducían los niveles observados reales (Tohuami *et al.*, 2012). Este modelo asumía una geometría del acuífero de forma prismática tal y como se observa en la figura 35, de forma que las entradas estimadas por la zona de recarga reproducían los ascensos piezométricos basados en una morfología de la zona saturada, la cual, cambia en función de los niveles alcanzados. Este modelo es sensible al coeficiente de almacenamiento y a la percolación profunda aportada por HYDROBAL.

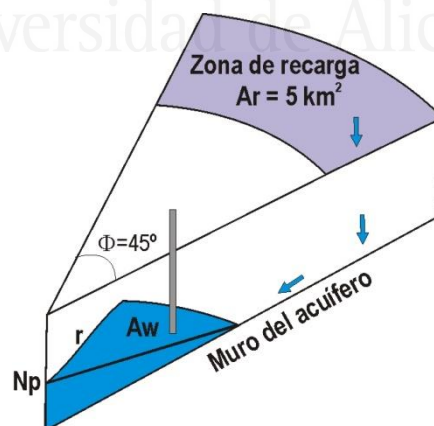


Figura 35: Esquema simplificado visual del modelo agregado utilizado para la validación de la estimación de la recarga mediante HYDROBAL en el acuífero del Ventós. Np: nivel piezométrico; Ar: área de recarga; Aw: área de la superficie piezométrica, la cual es variable en función de la altura del nivel piezométrico.

Dado los excelentes resultados obtenidos en la estimación de la recarga por Tohuami (2014), en el presente trabajo se han empleado los mismos valores de

calibración. Como el objetivo de este estudio no era estudiar específicamente la recarga, ni tampoco se disponía una serie de registros piezométricos diarios para la totalidad del periodo de cálculo, no se ha contrastado de forma numérica si las recargas obtenidas se ajustaban a los valores piezométricos reales en el acuífero. Sí se ha efectuado una validación cualitativa de forma gráfica, para el intervalo temporal con registro de la piezometría. La figura 36 permite apreciar como los pulsos de recarga modelados por el código HYDROBAL muestran un muy buen ajuste con los ascensos de nivel.

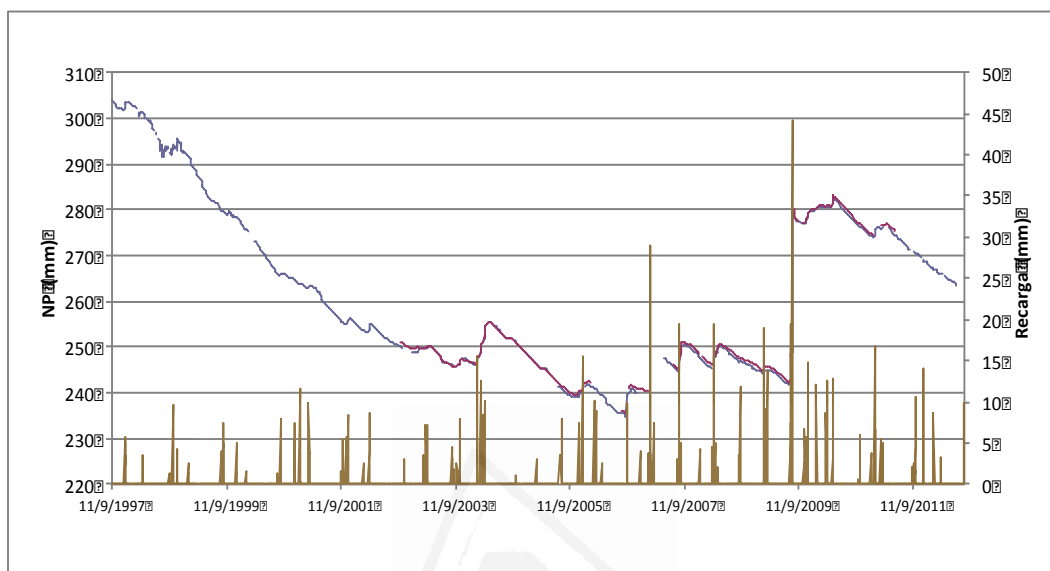


Figura36: Respuesta de la piezometría frente a los eventos de recarga obtenidos por HYDROBAL.

4.6.1.2. Resultados obtenidos

La tabla 11 resume la recarga anual obtenida para el periodo 1980-2012. La recarga anual media se sitúa aproximadamente en 43 mm, lo que supone un coeficiente de infiltración del 15,1%. Esta tasa de recarga anual media es superior a la encontrada en trabajos previos (IGME, 1986; Andreu, *et al.*, 2002), incluso superior a las obtenidas por Tohuami *et al.* (2014) y Tohuami (2014) utilizando la misma metodología. Una posible explicación a estas diferencias estarían relacionadas, por un lado, a que el periodo de cálculo no fue el mismo, habiéndose utilizados una serie que incluye algunos años en los que se produjeron eventos de gran magnitud de precipitación como los tuvieron lugar en el año 2008/09 y, por otro, a que las series de precipitación no siempre corresponden a la misma estación.

	P (mm)	I (mm)	C.I.
Media	286	43	15,1
σ	101,1	40,1	8,0
CV	35,3	92,8	53,3
Maximo	555	187	40,9
Minimo	105,4	7,2	2,8

Tabla 11: Estimación de la recarga media y coeficiente de recarga obtenidos mediante la aplicación de HYDROBAL. Desv. Típ.: desviación típica; CV: coeficiente de variación (%).

Las magnitudes de recarga obtenidas para cada año quedan expuestas en la figura 37, cantidades que oscilan entre 187 mm para el año 2008/09 y 7,2 mm para 1994/95. Destaca el elevado coeficiente de variación que presenta esta variable, siendo muy superior al de la precipitación, lo que apunta a la complejidad del proceso de recarga. En este mismo sentido, se puede observar cómo la relación que muestra la recarga con respecto a la precipitación no es lineal, sino que se obtiene un mejor ajuste con una ecuación exponencial.

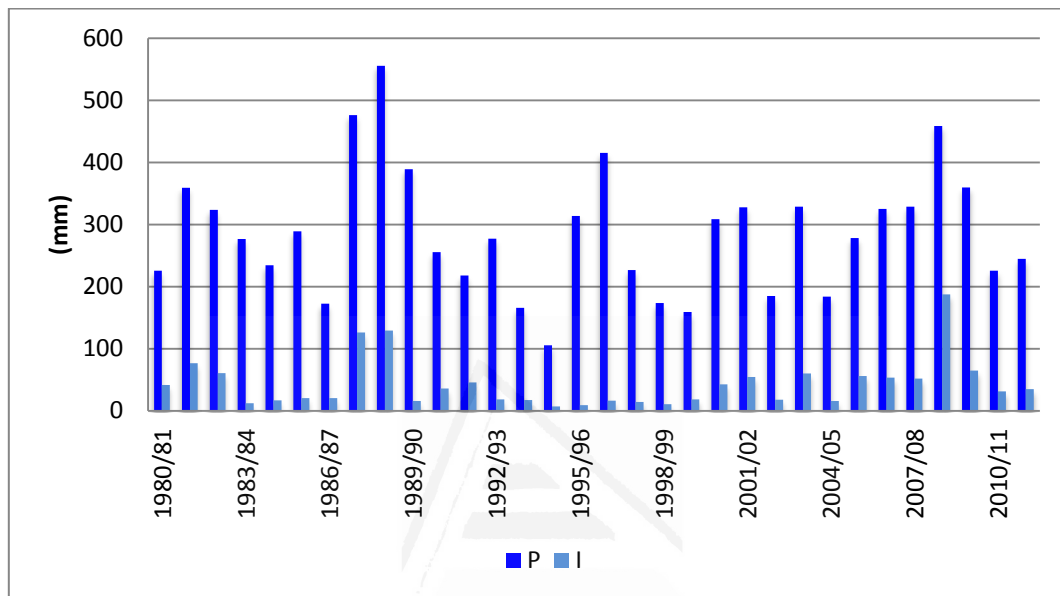


Figura 37: Precipitaciones anuales y valores de recarga estimados a partir del código HYDROBAL

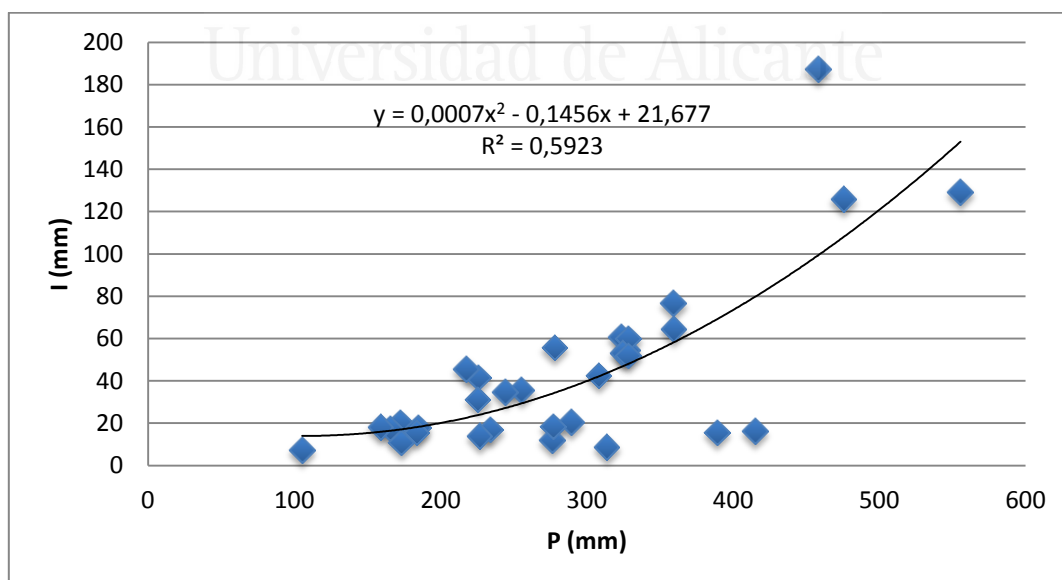


Figura 38: Precipitaciones medias anuales frente las infiltraciones medias anuales.

Otro aspecto que caracteriza este proceso de recarga en el acuífero es que la mayoría de los años de la serie empleada (37,5 %) tienen tasas de recarga inferiores al 10% de la precipitación, habiéndose producido tan sólo dos años en los que la tasa de recarga supera un 25% de la precipitación (1987/88 con un 26,5% y 2008/09 con un 40,9%).

En cuanto a la distribución de la recarga a lo largo del año, se aprecia una clara correspondencia con la distribución bimodal del patrón de la precipitación. Existen dos estaciones otoño (septiembre-noviembre) con un 44% de la recarga anual y primavera (marzo-mayo) con un 34%, en las cuales tiene lugar la mayor entrada de agua en el acuífero. Las mayores cantidades de recarga media mensual se producen en el mes de septiembre con valores medios de 7,8 mm, mientras que en meses como en julio y agosto no existen entradas en el acuífero.

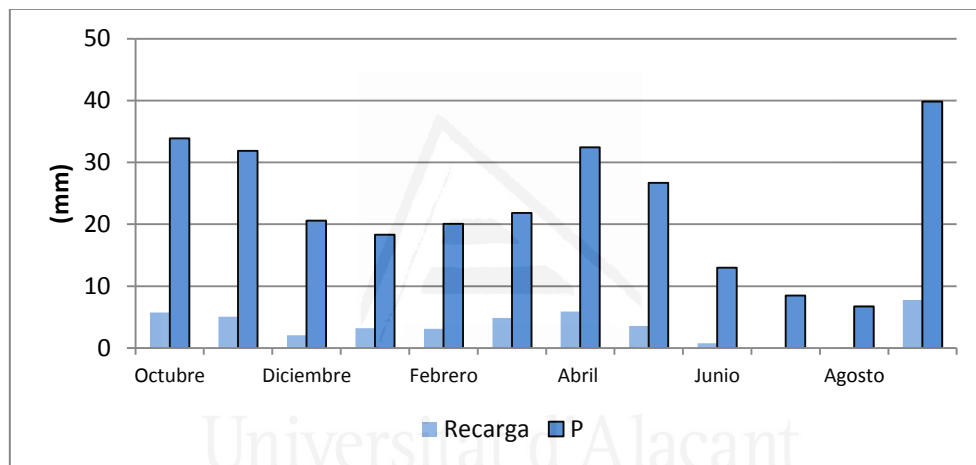


Figura 39: Precipitaciones medias mensuales e infiltraciones medias mensuales obtenidas por HYDROBAL.

En definitiva, a partir del valor de la recarga anual media obtenida mediante el código HYDROBAL (43,2 mm) y teniendo en cuenta que el área de recarga (afloramiento de roca permeable) es de aproximadamente 5 km² (Tohuami, 2014), se puede establecer que el acuífero recibe unas entradas medias de 216.000 m³/año. Estas entradas suponen cantidades superiores a las estimadas en trabajos anteriores (IGME, 1986; Andreu, *et al.*, 2002; Tohuami, 2014).

Por último, hay que tener en cuenta la significación real de este valor medio dada la elevada variabilidad reflejada anteriormente entre los diferentes años. Atendiendo a los coeficientes de infiltración para cada año en concreto, se puede establecer que la recarga ha oscilado entre 36.100 m³ de 1994/95 y 937.000 m³ para el año 2008/09.

4.6.2. Salidas

Las salidas de este acuífero en la actualidad corresponden únicamente a los bombeos que tienen lugar en el sondeo nº 3. El agua se destina en su totalidad al abastecimiento urbano de la localidad de Agost, que cuenta con una población de algo más de 5.000 habitantes. Lamentablemente, no se dispone de un registro continuo de bombeos previo a la entrada en funcionamiento del sondeo nº 3 (mediados de 1997), por lo que la información histórica se basa en trabajos técnicos. Los bombeos medios anuales estimados durante el periodo 1979-1992 estaban en torno a 390.000 m³ (Aragón *et al.*, 1992), cantidades bastante superiores a las bombeadas en los últimos años.

La figura 40 muestra la evolución del volumen bombeado durante el periodo 1998-2012. El valor medio es de aproximadamente 200.000 m³/año, si bien, la pauta de extracciones varió a partir de 2002, de manera que se observa una reducción de las cantidades extraídas. Por consiguiente, atendiendo al último decenio (2003-2012), las cuantías bombeadas han variado entre 128.000 m³ en 2003 y 209.000 m³ en el año 2009, situándose su valor medio en torno a 180.000 m³/año.

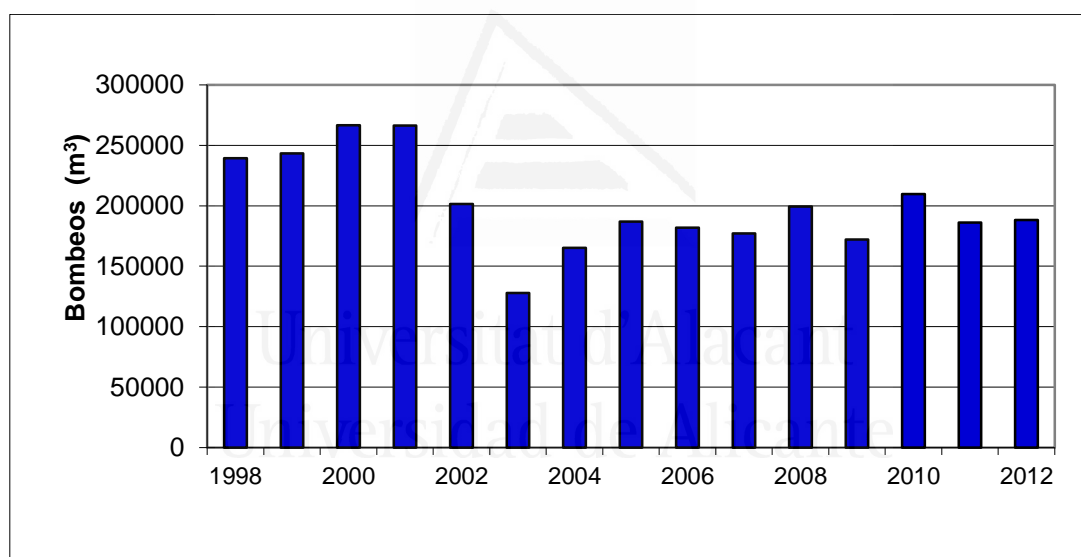


Figura 40: Evolución de los bombeos en el acuífero Ventós-Castellar entre 1998-2012.

En cuanto a la distribución mensual, para el último decenio se pudo observar un ligero comportamiento estacional (Figura 41). Los bombeos medios mensuales suelen encontrarse entre 12.000 y 15.000 m³/mes durante todo el año excepto en los meses de junio, julio y agosto. Los meses en que más agua se extrae son julio y agosto que superan los 18.000 m³.

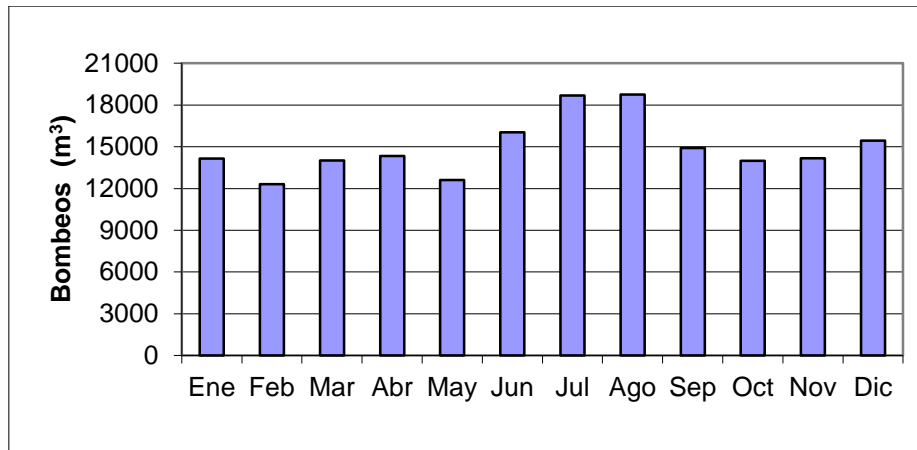


Figura 41: Evolución de los bombeos en el acuífero Ventós-Castellar entre 1998-2012

La dotación estimada para el periodo 2009-2015 por parte de la empresa concesionaria del suministro ha sido de 160 L/hab.día (Hidraqua *com. per.*), lo que supone volúmenes superiores a 290.000 m³/año, valor muy por encima del extraído en el acuífero del Ventós-Castellar. Realmente, la demanda de agua de la localidad de Agost, se completa con agua procedente del vecino acuífero del Maigmó.

4.6.3. Ajuste del balance y estado del acuífero

Si ya resulta complejo realizar un ajuste del balance de un acuífero y establecer el estado en el que se encuentra, en el caso concreto del acuífero del Ventós-Castellar, esta tarea es, si cabe, aún más compleja al trabajar con magnitudes muy pequeñas. A tenor de los valores medios calculados sobre sus entradas y salidas en los anteriores epígrafes se puede establecer que el acuífero presenta unas entradas medias de 216.000 m³/año, mientras que las salidas medias se cuantifican en 200.000 m³/año. Estos resultados podrían considerarse como que el acuífero está en un estado ligeramente excedentario. No obstante, dada la variabilidad de las entradas, y teniendo en cuenta la incertidumbre de la estimación de la recarga, se podría decir que el acuífero actualmente está en una situación de equilibrio contrariamente a lo que reflejaba la piezometría en periodos anteriores. Esta situación, parece responder al comportamiento de la piezometría entre 2000 y 2008.

Otra forma de establecer la situación de un acuífero y sus posibilidades de utilización como fuente de recursos hídricos ha sido mediante la aplicación de indicadores (IGME, 2004; GIWG 2004; Pernía *et al.*, 2005; Martos, 2008). Éstos se obtienen a partir de datos fáciles de cuantificar así como de establecer sus posibles tendencias e impactos sobre las aguas del acuífero.

Los indicadores pueden ser tanto cuantitativos como cualitativos. En lo que respecta a los dedicados a analizar el estado cuantitativo, aportan información sobre la disponibilidad del recurso hídrico frente a las salidas, y la incidencia que la explotación del agua ejerce sobre su funcionamiento. Se agrupan entre aquellos que comparan las salidas con la recarga, los que analizan la variación del almacenamiento, y aquellos que estudian las evoluciones piezométricas y de las salidas naturales para establecer

tendencias. En el presente trabajo sólo se ha aplicado el índice de recarga respecto a las salidas totales (I_{RS}), el cual se define como:

$$I_{RS} = (\text{Recargas totales} / \text{Salidas totales}) \times 100$$

tomando el valor de 100 para una situación de equilibrio y $I_{RS} < 100$ para situaciones de desequilibrio o sobreexplotación.

En principio, es recomendable que su aplicación se realice con rangos de valores de recarga y salidas con el objeto de tener en cuenta la variabilidad e incertidumbre asociada a la estimación y cuantificación de ambos términos (Vera y Lipponen, 2007). Sin embargo, en este trabajo, se ha aplicado para los valores de las estimaciones obtenidas de la metodología del balance de agua en el suelo mediante el código HYDROBAL, y las extracciones medidas en los contadores del sondeo nº 3. Los resultados han sido representados gráficamente en la figura 42.

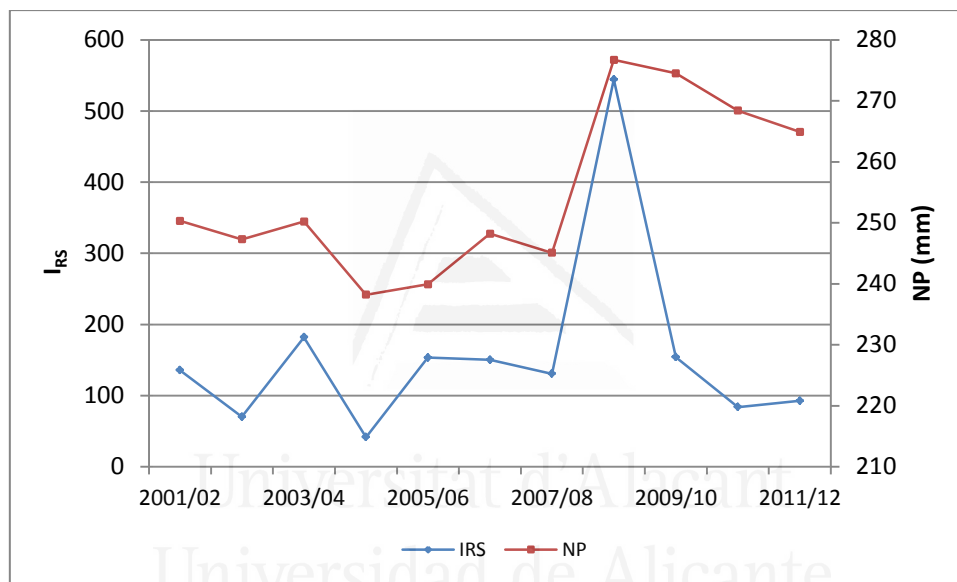


Figura 42: Evolución del índice de recarga respecto a salidas entre 1998 y 2012.

El valor medio del índice de recarga respecto a las salidas totales es de 158, lo que indicaría un estado claramente excedentario, no obstante hay que tener en cuenta la influencia positiva del año 2008/09 que eleva el valor medio. Una estimación de este índice sin tener en cuenta dicho año permite observar que su valor se encuentra ligeramente por encima de 100, lo que indicaría una situación de equilibrio o ligeramente excedentario.

4.7. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

El funcionamiento del acuífero es relativamente sencillo. Su alimentación se produce exclusivamente por las partes más elevadas del relieve en las que afloran los materiales permeables (calizas del Cenomaniense). La infiltración se considera difusa por las numerosas discontinuidades que presentan las calizas (planos de estratificación y fracturación), ya que no se han identificado en campo manifestaciones exokársticas que actuasen como puntos de absorción.

Debido a la estructuración geológica que presenta el acuífero, el flujo subterráneo tiende a ir hacia las partes más bajas, las cuales se sitúan en la parte SW del mismo. La dirección natural general de flujo es NE-SW, si bien en el sector meridional se encuentra ligeramente modificada por el pozo de bombeo n° 3. En régimen natural, la descarga se producía por la Font de l'Arc (n° 1).

Actualmente, la totalidad de las salidas tienen lugar por el sondeo n° 3, lo que ha ocasionado una pequeña inversión del gradiente hidráulico en el sector SW. No obstante existen escasas diferencias del nivel piezométrico entre ambos puntos, lo que constata una circulación rápida.

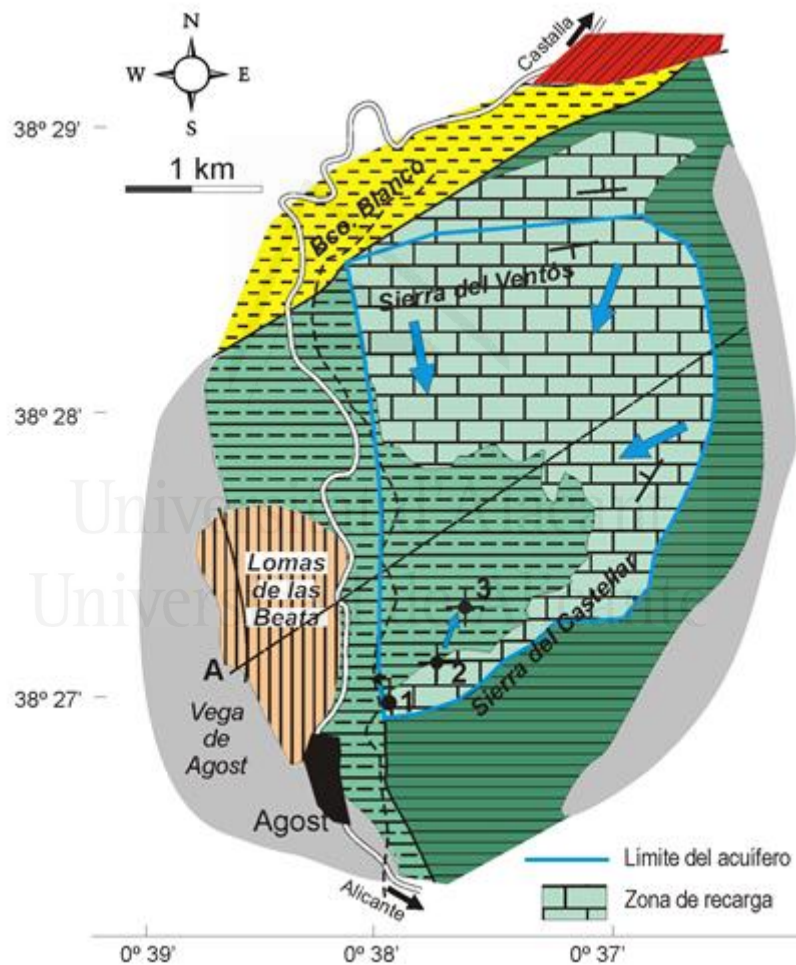


Figura 43: Modelo de funcionamiento del acuífero del Ventós-Castellar.

5

HIDROQUÍMICA

5.1. CONCEPTOS GENERALES DE HIDROGEOQUÍMICA DE UN ACUÍFERO KÁRSTICO

5.1.1. Introducción

Cuando el agua alcanza el medio subterráneo comienzan los procesos de interacción agua-roca en el que los minerales constituyentes de las rocas de los acuíferos empiezan a disgregarse en sus componentes y pasan a formar parte de la disolución acuosa, de manera que la concentración de los componentes de la disolución crece hasta alcanzar un equilibrio. Generalmente este equilibrio lleva a la saturación, la cual depende de diversos factores (Lloyd y Heathcote, 1985).

En el caso concreto de los acuíferos kársticos (calizas y dolomías), a este proceso de degradación de la roca se le conoce como karstificación. Se trata de un proceso de corrosión-disolución que va progresando por las distintas discontinuidades. Esta karstificación se puede evidenciar sobre la red de poros interconectados, los planos de estratificación y las fracturas, especialmente las fracturas tensionales, ya que muchas veces son fracturas abiertas por las que el agua tiene mejor facilidad de acceso.

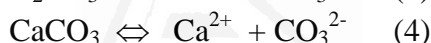
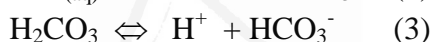
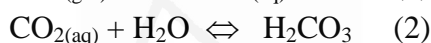
Las rocas que forman los acuíferos kársticos de naturaleza caliza suelen aportar al agua pocas sales, con excepción del HCO_3^- y Ca^{2+} , aunque siempre aparecen cantidades variables de Mg^{2+} contenido en la propia caliza. En cuanto a los de dolomías puras aportan HCO_3^- y cantidades de Ca^{2+} y Mg^{2+} , inicialmente deberían ser cantidades iguales, ($\text{meq Ca}^{2+} / \text{meq Mg}^{2+}$) = 1, aunque en la práctica suele predominar el Ca^{2+} . El resto de sales aunque suelen estar presentes, lo hacen en pequeñas cantidades (Custodio y Llamas, 1983).

No obstante, si las rocas carbonatadas están en contacto directo con otras rocas, el contenido en sales del agua se puede ver afectado, especialmente si se trata de rocas evaporíticas formadas por sales fácilmente solubles. En este sentido, son destacables los terrenos triásicos ricos en yesos, los cuales suelen estar relacionados con muchos acuíferos kársticos del SE de España (Rodríguez- Estrella y Gómez de las Heras, 1987; Andreu *et al.*, 2010). Cuando esto tiene lugar la disolución se caracteriza por la presencia de SO_4^{2-} y Ca^{2+} , y en menor cantidad Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- (Custodio y Llamas, 1983).

5.1.2. Disolución de los carbonatos

Es habitual en la literatura, ejemplarizar el proceso de disolución de los carbonatos utilizando el caso concreto de la disolución de la calcita. Otros carbonatos se disuelven de forma más o menos similar, siendo su principal diferencia las cinéticas (Schoeller, 1962, Bakalowicz, 1979; Plummer *et al.*, 1979; Appelo, 1996).

La disolución de la calcita puede considerarse como un proceso congruente y reversible. Las cifras de solubilidad para la calcita varían ligeramente según autores pero es alrededor de 14 mg/L de CaCO_3 ó 5,6 mg/L de Ca^{2+} a 23 °C . Sin embargo, la presencia de CO_2 en el agua es el factor que permite que se acentúe la disolución de estas rocas. Simplificando el proceso, se puede decir que el CO_2 se hidrata y produce ácido carbónico. Este ácido se disocia aportando más protones (H^+) e incrementando la solubilidad del mineral al favorecer su disociación. A continuación, se muestra de forma esquemática el conjunto de ecuaciones químicas que constituyen el proceso de la disolución de la calcita:



Todas estas ecuaciones parciales pueden ser resumidas en una ecuación general:



En condiciones naturales el agua de lluvia disuelve el CO_2 de la atmósfera.

Dado que el contenido de CO_2 atmosférico se considera muy bajo, será en su paso por el suelo cuando verdaderamente se enriquece en anhídrido carbónico y se hace agresiva frente a la calcita. Las reacciones 1 y 2 tienen una cinética muy rápida.

Cuando el agua entra en contacto con la roca se producen las reacciones 4 y 5, lo que significa que tiene lugar la disolución de la calcita. Los cambios de temperatura, presión, variaciones del aporte de CO_2 del suelo y del interior del acuífero, mezcla de distintas aguas, fuerza iónica del agua, variaciones de la acidez, presencia de un ion común en el agua e intervención de pares iónicos, son algunos de los factores que originan un aumento o una disminución de la disolución de las calizas.

Sin embargo, todas las ecuaciones anteriores son reacciones de equilibrio. Eso significa que cuando se inicia el proceso de disolución (ecuación 4) el agua está subsaturada en calcita, por lo que es agresiva frente a la caliza y tiene gran poder de disolución. Manteniendo las condiciones y tras un tiempo suficiente se alcanza el equilibrio, es decir, el agua pierde su capacidad de disolver, ya que ha incorporado la máxima cantidad de iones Ca^{2+} que es capaz de llevar en su seno. No obstante, cualquier modificación de los factores anteriormente enumerados podría alterar el

equilibrio activándose de nuevo el proceso. Si la alteración produce una subsaturación de calcio, tiene lugar una mayor disolución de la roca. Si por el contrario, lo que se produce es una sobresaturación, se produce la reacción contraria y, por tanto, la precipitación de calcio.

Las aguas tienden a aumentar su mineralización hasta saturarse en los diferentes iones. Para saber el estado en el que se encuentra un agua resulta útil conocer y expresar su estado de saturación respecto a diferentes fases minerales. Para ello se han utilizado diversos índices o relaciones.

Bakalowicz (1979) utilizó la diferencia entre el pH del agua analizada (pH_m) y el pH de equilibrio o de saturación (pH_e), correspondiente a las concentraciones del catión estudiado (Me^{n+}) y de los iones HCO_3^- y SO_4^{2-} en el agua:

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}_m - \text{pH}_e$$

Si $\Delta\text{pH} = 0$ (en la práctica $-0,05 < \Delta\text{pH} < 0,05$), el sistema está en equilibrio y la solución no puede sufrir evolución sin que varíen las condiciones (PCO_2 , T^a).

ΔpH es la variable que mide con precisión el grado de desequilibrio del sistema, y es similar al índice de saturación de la calcita para una expresión simplificada a $\text{pH} < 9$, según definen Lloyd y Heathcote (1985). Evidentemente, este concepto de pH de saturación solamente es válido para minerales en los que el estado de saturación dependa claramente del pH.

Por otra parte, Laurent (1985) utilizó un diagrama de equilibrio de los carbonatos para determinar el estado de saturación de las aguas respecto a la recta de equilibrio de los mismos (Figura 44):

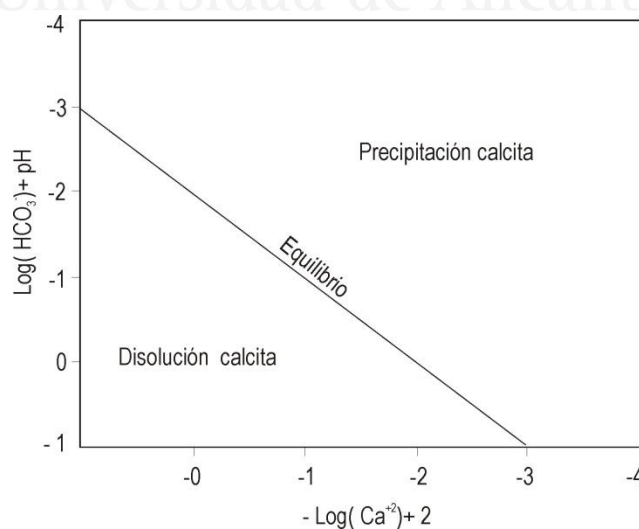


Figura 44: Diagrama de equilibrio de HCO_3^- (Laurent 1985)

No obstante, suele ser el índice de saturación, el parámetro más utilizado para establecer el estado de saturación del agua subterránea respecto a un determinado mineral. Éste queda definido como la relación entre el producto de la actividad iónica o producto iónico de los iones involucrados (PI) y el producto de solubilidad del mineral (K_{PS}) (Lloyd y Heathcote 1985).

$$IS = \log (PI / K_{PS})$$

Para el cálculo del IS de la calcita se emplea la siguiente expresión de Langmuir (Lawrence *et al.*, 1976):



$$K'_c = [CO_3^{2-}] [Ca^{2+}] / K_{PS \text{ calcita}}$$

donde $[CO_3^{2-}]$ y $[Ca^{2+}]$ son las actividades respectivas de los iones correspondientes, y $K_{PS \text{ calcita}}$ el producto de solubilidad de la calcita, $1,6 \times 10^{-8}$ mg/L (Rodier, 1981).

Las aguas con $IS = 0$ son aguas en equilibrio saturadas respecto a la calcita. Un IS negativo indica que las aguas están teóricamente subsaturadas con respecto a este mineral y que, por tanto, el agua tenderá a disolverlo. Por el contrario, un IS positivo indicará sobresaturación con tendencia a la precipitación de la calcita. No obstante, hay que tener en cuenta que la determinación del índice de saturación está sujeta a cierto error, debido a la suma de los errores de diferentes determinaciones (pH o temperatura entre otros,) por lo que para que se produzca precipitación de carbonato son necesarios grados notables de sobresaturación. Por otro lado, algunos estudios han establecido situaciones de carbonatos disueltos a pesar de mostrar índices de saturación positivos (Custodio y Llamas, 1983).

5.1.3. Características de la composición química de los acuíferos kársticos

Como se ha visto anteriormente, la composición química de las aguas subterráneas de los acuíferos kársticos está principalmente controlada por los procesos de disolución-precipitación de los minerales carbonatados que dan origen al acuífero. Sin embargo, la composición real de sus aguas depende también de otros factores o condicionantes como son: el ambiente climático en el que se encuentra el acuífero, la marca litológica o composición química de las rocas que conforman el acuífero, el tiempo de residencia, así como otros posibles procesos hidrogeoquímicos que puedan desencadenarse en su seno asociados a su heterogeneidad y características hidrogeológicas (Bakalowicz, 1979, 2005; Custodio, 1987; Benavente *et al.*, 2004; Abussada y Sauter, 2013).

En función del lugar o *ambiente climático* en la que se emplace el acuífero se producirán una serie de procesos que, si bien tienen lugar fuera del acuífero en *s. str.*, muestran su influencia en la composición química del agua subterránea. El quimismo original de la precipitación está controlado fundamentalmente por la distancia al mar y la dirección de los vientos, mientras que los procesos de evapotranspiración dependen, entre otros, de la distribución y el tipo de vegetación. En áreas con climatología árida o

semiárida, como en la que se encuentra el acuífero del Ventós-Castellar, la mayor parte del año, la evapotranspiración potencial es mayor que la pluviometría, y por tanto, en esos períodos de tiempo, no se produce recarga alguna, y las sales aportadas por la lluvia se acumulan en el suelo. En las épocas lluviosas de otoño y primavera, es cuando verdaderamente se produce la recarga, y las primeras fracciones de esa infiltración pueden ser notablemente más salinas que las siguientes debido al lavado de las sales solubles depositadas en la época seca (Custodio, 1987; Bakalovicz, 1995).

La *marca litológica* o composición química y mineralógica de las formaciones carbonatadas del acuífero guardan una relación directa con las cantidades de Ca^{2+} y Mg^{2+} en la disolución. Cuando el acuífero está formado por calizas la marca litológica estará controlada por los procesos de disolución de la calcita, la cual es desde el punto de vista cinético, relativamente rápida. De esta manera, las aguas de infiltración y enriquecidas en CO_2 , en apenas dos días llegan a estar casi saturadas en calcita (Appelo y Postma, 1999). Si por el contrario es de naturaleza dolomítica será la disolución de la dolomita la que indicará su marca. Aunque, este último proceso se caracteriza por presentar una cinética extraordinariamente lenta, lo que suele ofrecer dudas acerca de si una concentración baja de Mg^{2+} en las aguas del acuífero indica que las rocas no contienen Mg^{2+} , o por el contrario, que no ha dado tiempo a iniciar la disolución de la dolomita.

Se podría deducir que las aguas en contacto con las calizas y dolomías estarían saturadas en CO_3^{2-} , Ca^{2+} y Mg^{2+} , de acuerdo con el pH y el contenido en CO_2 ó HCO_3^- , pero no siempre sucede así. La velocidad de circulación del agua y, por consiguiente, el *tiempo de residencia* o contacto del agua con la roca en el seno del acuífero adquiere una notable influencia. Para tiempos de contacto breve, cuando el medio es muy permeable se pueden encontrar aguas no saturadas en carbonato cálcico. Se ha comprobado, que las aguas de circulación rápida son pobres en Mg^{2+} , sobre todo cuando el acuífero presenta una red kárstica bien desarrollada. No obstante, la mayor disolución de calcita se produce en los primeros metros del subsuelo, por lo que cuando se tiene una infiltración difusa algo más lenta, es frecuente alcanzar la saturación de la calcita en los primeros metros de la zona no saturada (Smith, 1999; Benavente *et al.*, 2004).

Cuando en el medio, además de calizas, hay dolomías o calizas dolomíticas, a medida que un agua previamente saturada en calcita, va disolviendo dolomita, incorpora iones Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- , lo que origina una sobresaturación en calcita que comenzaría a precipitar. La progresión de este proceso implica un aumento de la alcalinidad y de la concentración del Mg^{2+} , pero como la disolución de un mol de dolomita implica la precipitación de algo más de un mol de calcita, se produce una ligera disminución del Ca^{2+} total disuelto. Esto produce un aumento de la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ que puede ser considerada un excelente marcador del tiempo de residencia. A este proceso se le conoce como disolución incongruente de la dolomita (Appelo y Postma, 1999). Con el aumento del tiempo de residencia se llega a la saturación de la dolomita, si bien, para que un agua se sature en este mineral se requiere períodos de tiempo de varios meses, o incluso años (Appelo y Postma, 1999).

Realmente en estos acuíferos tan heterogéneos y anisótropos los tiempos de contacto del agua con las rocas carbonatadas pueden ser muy variados. Las dimensiones del acuífero, el espesor de la zona no saturada, el volumen de las reservas o la distribución de la porosidad de la red kárstica, son factores que muestran una relación directa con el tiempo de residencia del agua en el acuífero.

Además de los factores expuestos, son diversos los procesos hidrogeoquímicos que podrían producirse en el medio subterráneo. A continuación, se describe de forma muy breve alguno de los más frecuentes:

Mezcla de aguas. La entrada de agua procedente de la recarga en el acuífero o la invasión por agua de mar en el caso de los acuíferos costeros son dos de las causas más frecuentes de mezcla de aguas. Cuando se produce alguna de las dos situaciones, se puede decir que dos aguas de composición química distinta entran en contacto, y se genera una zona de mezcla o difusión, geoquímicamente reactiva como consecuencia de la alteración de diferentes parámetros físico-químicos. El desequilibrio de la nueva fase acuosa con las especies minerales presentes en el sistema conduce a reacciones de disolución y/o precipitación mineral en la búsqueda del nuevo equilibrio (Plummer *et al.*, 1976; Hanshaw y Bakalovicz, 1979). Las reacciones químicas que suceden al proceso de mezcla en los acuíferos kársticos, no solamente controlan el carácter químico del agua, sino que además pueden modificar la porosidad y permeabilidad del acuífero (Giménez, 1994).

Desdolomización. En algunas regiones, como es el caso del SE de España, es frecuente que muchos acuíferos carbonatados se encuentren en contacto lateralmente o en su base por formaciones de carácter evaporítico ricos en yesos. Otras veces, los propios carbonatos pueden presentar de forma diseminada yesos o anhidrita. La incorporación a la disolución de yeso provoca, por efecto del ion común, la precipitación de la calcita, lo que a su vez, da lugar a una subsaturación en dolomita. Esta reacción, de carácter irreversible, se le conoce en la literatura como desdolomitización (Plumer, 1979; Hanshaw y Back, 1979; Cardenal 1993).



Exolución de CO₂. Se relaciona con cambios de PCO₂ en la atmósfera de la zona no saturada. Estos cambios se asocian a sobresaturaciones en calcita, e incluso en dolomita. Se trata de un proceso que tiene lugar mayoritariamente en cavidades kársticas bien comunicadas con la atmósfera exterior, aunque también se han descrito en las inmediaciones de las surgencias naturales (Martos, 2008).

Procesos de intercambio iónico y absorción. Aunque las rocas carbonatas tienen una capacidad de cambio iónico casi nulo, podría producirse cuando entre ellas se incluyen capas de carácter margoso. Este tipo de proceso para acuíferos carbonatados es más frecuente en acuíferos costeros que en interiores (Giménez, 1994).

Procesos de oxidación-reducción. No es un proceso muy frecuente en este tipo de rocas. Se suelen relacionar frecuentemente con acuíferos confinados en los que hay materia orgánica de tipo natural o por la llegada de contaminación (Custodio, 1987). En este caso la oxidación de la materia orgánica origina aumentos de PCO₂ que tiende a disolver las rocas carbonatadas.

5.2. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DEL AGUA DE PRECIPITACIÓN

La caracterización del agua de lluvia es una tarea importante para poder definir el punto de partida a partir del cual establecer la evolución que seguirá el agua en su camino por el suelo y, finalmente, en el acuífero. Sin embargo, son diversos los factores que controlan la composición de la lluvia (distancia al mar, vientos, proximidad a las ciudades, entre otros) por lo que su caracterización requiere de un intervalo de tiempo suficientemente amplio (Custodio, 1997).

Afortunadamente, para este estudio se ha podido contar con información referente al quimismo de la precipitación en la sierra del Ventós, dado que la UA desarrolla desde hace años una investigación específica sobre la calidad del agua de lluvia en la Comunidad Valenciana. A partir de la información extraída de la base de datos del Dpto. de Ingeniería Química, que comprende un intervalo de registro desde 1999 a 2011, se realiza una breve caracterización del agua de precipitación que recibe el acuífero Ventós-Castellar.

Las muestras de agua de lluvia se recogieron mediante un pluviómetro situado sobre las calizas del Cenomaniense-Turonense, y por consiguiente, en la zona de recarga del propio relieve del Ventós a cota 345 m s.n.m. Para ello se diseñó específicamente un pluviómetro de muestreo y tratar de evitar la evaporación. Éste consta de un soporte metálico de 1,5 m de altura, un embudo con un tubo en forma de codo sellado a la tapadera de un bidón, ambos de polietileno y con una malla protectora para evitar la caída de insectos, de 0,5 mm de luz. El muestreo se efectuó cada 15 días aproximadamente, momento en el cual se recogía toda la cantidad de agua acumulada durante ese periodo de tiempo. La muestra recogida en el pluviómetro corresponde realmente a la deposición total, es decir, tanto la deposición seca (polvo atmosférico) durante los días previos a la lluvia y la deposición húmeda que corresponde a la lluvia en *s. str.* (lluvia o granizo). En el caso de que no hubiese habido lluvia entre muestreos, el pluviómetro se limpiaba. Aunque existen datos de deposición seca, en el presente estudio no se han tenido en cuenta.

El agua de lluvia se recogía en un frasco de polietileno para medir el volumen recogido y posteriormente se etiquetaba para su envío al laboratorio. La metodología utilizada para realizar los análisis químicos fue similar a la empleada para la determinación de las aguas subterráneas. En total se han utilizado un total de 180 determinaciones analíticas recogidas entre 1999 y 2011. La tabla 12 sintetiza los resultados.

	Cond.	pH	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
V. Med	60	7,6	16,0	8,0	0,5	0,6	1,9	3,4	6,1	5,1
Maximo	228	9,1	102,8	37,3	8,7	3,5	9,6	26,0	45,9	39,4
Mínimo	8,4	6,7	0,9	0,7	0,1	0,1	0,1	0,3	0,5	0,5
σ	44,3	0,5	14,5	6,3	0,8	0,6	1,9	3,7	5,5	4,9
CV	73,9	6,2	90,3	78,2	163,2	99,0	98,7	109,9	90,8	96,3

Tabla 12: Estadísticos descriptivos de los principales iones (mg/L), conductividad eléctrica (CE $\mu\text{S}/\text{cm}$) y pH de las aguas de lluvia. DT desviación típica, CV coeficiente de variación (%).

Tal y como cabría esperar el agua de lluvia presenta una mineralización muy débil, con un valor medio de la conductividad eléctrica de $60 \mu\text{S}/\text{cm}$. Este valor es ligeramente inferior al registrado para la localidad de San Vicente del Raspeig, más próxima a la costa, pero más mineralizada que la de Alcoy (Carratalá, 1993). El amplio rango de oscilación de la conductividad superior a $200 \mu\text{S}/\text{cm}$ y el elevado coeficiente de variación (74%), ponen de manifiesto una importante variabilidad de la mineralización de las aguas de precipitación.

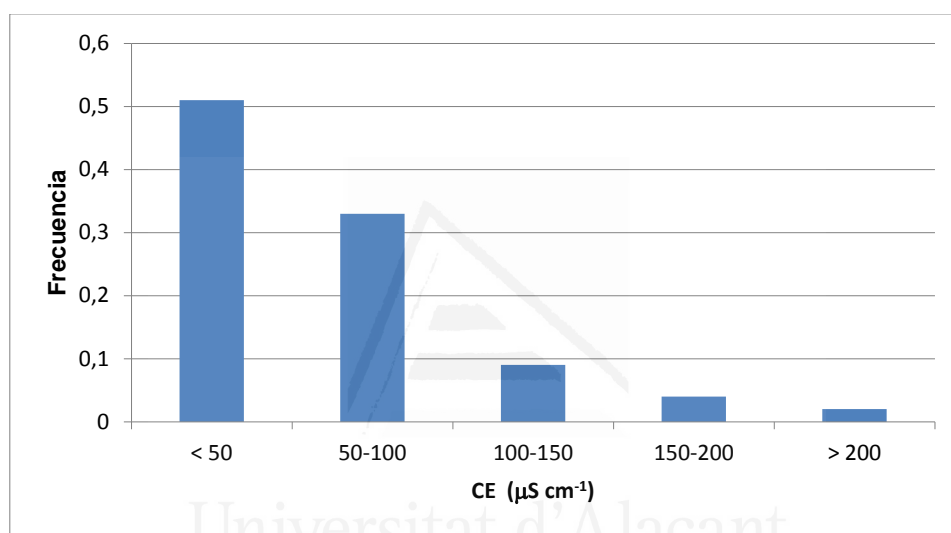


Figura 45: Curva de frecuencia de la conductividad eléctrica de las aguas de lluvia.

La figura 45 muestra el diagrama de frecuencia de las conductividades observadas en las precipitaciones. La mayor parte de las mismas presenta conductividades eléctricas inferiores a $50 \mu\text{S}/\text{cm}$, siendo menos del 10% las que sobrepasan los $150 \mu\text{S}/\text{cm}$. Frecuentemente, los mayores valores de conductividad eléctrica se asocian a muestras recogidas en la época estival, presentando menores mineralizaciones el resto del año; no obstante, se han producido precipitaciones con valores superiores a $100 \mu\text{S}/\text{cm}$ en cualquier época del año.

En cuanto al pH, las precipitaciones tienen naturaleza alcalina mostrando un pH medio de 7,6, lo que parece ser característico de las lluvias de esta región debido a la gran cantidad de calcio y carbonatos en los suelos del SE de España (Carratalá, 1993).

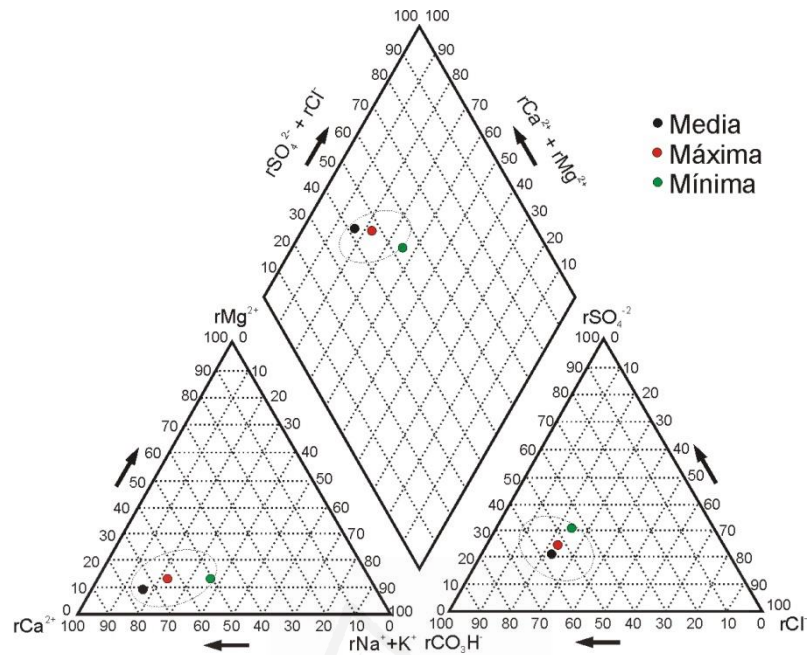


Figura 46: Representación en el diagrama de Piper de las aguas de lluvia (media, más mineralizada y menos mineralizada).

En cuanto a los iones, destacan los mayores contenidos de bicarbonato y calcio, lo que hace que la facies predominante corresponda a aguas bicarbonatadas cálcicas (Figura 46). Se observa un mayor contenido de sulfato de cloruro, siendo superados ambos iones por el nitrato. Los contenidos de cloruro y sodio son semejantes a los obtenidos en otros trabajos. Su origen ha sido interpretado como marino (Figura 47), mostrando concentraciones acordes con el gradiente de disminución del cloruro respecto a la distancia al mar establecido en trabajos previos (Carratalá, 1993).

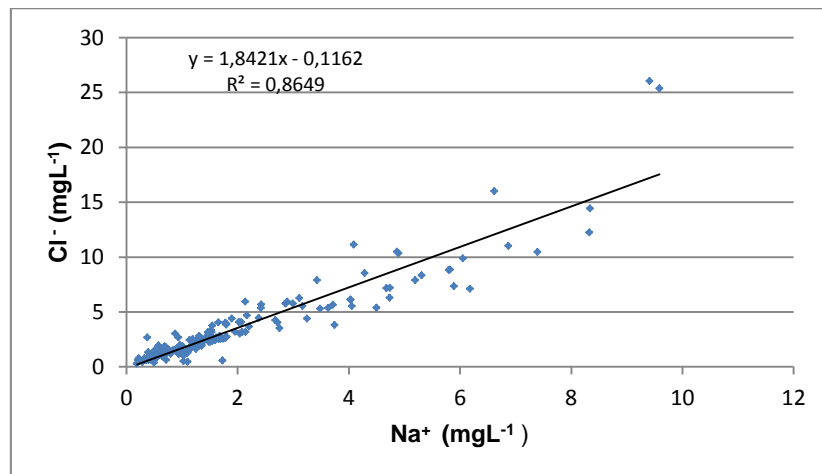


Figura 47: Relación entre el sodio y el cloruro de las aguas de lluvia.

Por otra parte, el sulfato y nitrato muestran un elevado coeficiente de correlación (Figura 48), lo que apunta a un origen común.

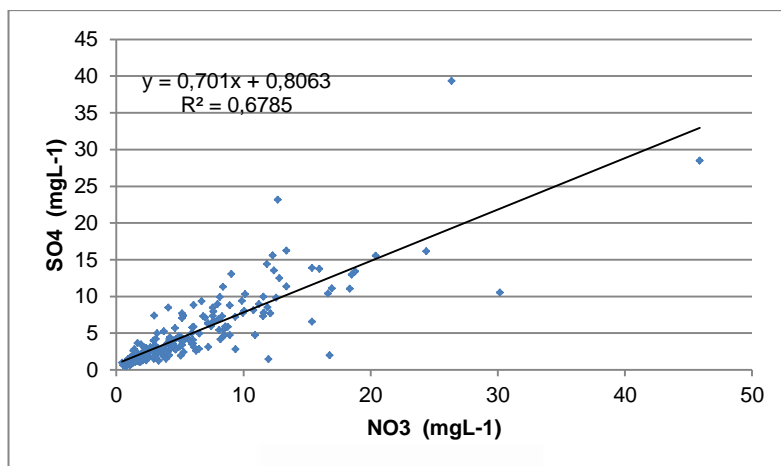


Figura48: Relación entre el sulfato y el nitrato de las aguas de lluvia.

A tenor de los resultados obtenidos se puede establecer que la precipitación presenta un carácter bicarbonatado cálcico, facies que indican que la lluvia de la sierra del Ventós está afectada por procesos de neutralización en la atmósfera o en los colectores a causa de la influencia de la naturaleza calcárea de los terrenos y suelos (Carratalá, 1993), en la que se denota cierta influencia marina dada la buena correlación que se observa entre el cloruro y sodio, y una cierta afección por procesos de carácter antropogénico razón por la cual muestra una elevada concentración de nitratos. La elevada correlación entre éstos y los sulfatos también indica cierto origen común.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

5.3.1. Composición química y facies

En este apartado se realiza una caracterización geoquímica de las aguas del acuífero del Ventós-Castellar. Esta caracterización se ha efectuado a partir de la recopilación de diferentes análisis de las aguas de este acuífero, los cuales han sido efectuados por parte de distintas entidades, así como de las propias analíticas realizadas dentro de los proyectos de investigación, que desde el año 1999, han venido efectuándose por parte de los departamentos de Ecología y Ciencias de la Tierra. Es por ello, que la serie analítica resulta algo discontinua en el tiempo, alternándose periodos en los que la información es relativamente abundante, con otros en los que apenas se efectuaron determinaciones.

Por otro lado, hay que destacar que se trata de un acuífero de reducidas dimensiones, en el que, como se ha expuesto anteriormente, no se produce descarga natural, y su aprovechamiento se efectúa por un único punto de agua. Esta situación se ha mantenido durante décadas, por lo que no hay coexistencia de extracciones en el acuífero por más de un punto. En total se ha tenido acceso a 219 determinaciones analíticas a lo largo de un período de 36 años entre 1976 y 2012, si bien había 15 determinaciones incompletas. A todos los análisis completos se les ha calculado el error del balance iónico según la relación entre iones descrito en Custodio y Llamas (1983). El error ha sido en todos los casos inferior al 8%.

Para realizar la caracterización hidrogeoquímica se han empleado los estadísticos y gráficos hidrogeoquímicos habituales en estudios de Hidrogeología, así como las principales relaciones iónicas que suelen aportar información a este tipo de acuíferos kársticos.

La tabla 13 recoge los valores medios de los principales parámetros de las aguas de este acuífero para el conjunto de la base de datos confeccionada. En general, se puede destacar que se trata de aguas con una conductividad eléctrica media de 1243 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH de 7,3, y una temperatura de 23,8° C. Los iones mayoritarios son el calcio y el bicarbonato, tal y como corresponde a este tipo de acuíferos carbonatados; no obstante, la presencia de iones sulfato cloruro y sodio en cantidades relativamente significativas hace que la facies sea mixta (figura 49).

	CE	pH	T	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
N	219	219	182	204	204	204	204	219	219	219	219
Máx	1604	7,9	24,7	232	85	185	6,0	300	355	262	25
Mín	555	6,9	23	60	17	46	1,0	66	185	73	5
Med	1243	7,3	23,8	133	31	110	3,4	176	256	179	10
σ	240	0,1	0,4	37	9	28	0,9	44	34	45	2
CV	19	1,9	1,4	28	28	26	27,0	25	13	25	20

Tabla 13: Sumario de los principales parámetros fisicoquímicos. N: número de determinaciones analíticas del periodo 1976-2012. Máx: máximo; Mín: mínimo; Med: media; DT: desviación típica; CV: coeficiente de variación (%) CE: conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$); T en °C; iones (mg/L).

En cuanto a su dispersión, la tabla 13 muestra la variación entre los valores máximos y mínimos. Como parámetro general, la conductividad eléctrica presenta un rango de amplitud de 1049 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un coeficiente de variación de 19%. Este mismo comportamiento se observa en la gran mayoría de los iones. Para el resto de iones los coeficientes de variación son superiores al 20% lo que apunta a ciertas oscilaciones de la mineralización. Contrasta con respecto a la mineralización los valores de temperatura que muestran un valor medio de 23,8 °C y un coeficiente de variación inferior al 2%.

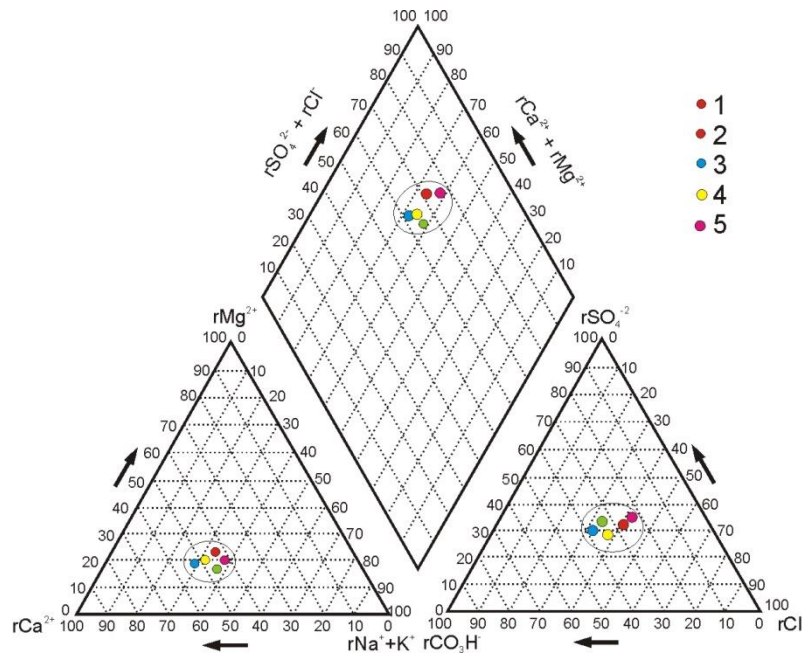


Figura 49: Representación del diagrama de Piper para las aguas del acuífero.(1.Font del Arc, 2.Tabarias; 3.Máxima concentración; 4.Mínima concentración; 5.concentración media)

5.3.2. Análisis multivariante entre los parámetros fisicoquímicos

El empleo de técnicas estadísticas puede ayudar a establecer asociaciones entre los parámetros o variables de series con gran cantidad de datos. Permiten evaluar tanto características distintivas de esas variables como verificar asociaciones capaces de diferenciar tipologías geoquímicas o la identificación de un determinado proceso. Es por ello que, desde hace ya bastantes años, son frecuentes los estudios sobre el quimismo de las aguas subterráneas que incluyen estas metodologías (Bakalowicz, 1979; Andreu, 1997; Andreo et al., 2015).

En el presente trabajo se ha realizado un análisis factorial empleando la técnica de ACP (Análisis de Componentes Principales) con el objeto de identificar factores, o variables, que puedan explicar las correlaciones existentes en el conjunto de los parámetros fisicoquímicos analizados, así como la mayor parte de la varianza observada en ese conjunto observaciones. La principal ventaja de esta metodología reside en que permite la visualización de datos multivariantes en planos definidos por dos ejes ortogonales, lo que permite analizar las principales similitudes entre variables o muestras.

Este tratamiento se ha realizado con el programa estadístico SSPS considerando las variables conductividad eléctrica, temperatura del agua, pH, calcio, magnesio, sodio, potasio, bicarbonatos, sulfatos, cloruros y nitratos de 185 determinaciones analíticas de agua correspondiente al periodo 1999-2011. La matriz de correlaciones que se muestra en la tabla 15, indica que existen variables correlacionadas entre sí.

La conductividad eléctrica presenta una elevada correlación con el sulfato y cloruro, así como con el sodio, magnesio y algo menor con el calcio. De igual forma los cationes principales están bien correlacionados entre sí, así como con respecto a los

cloruros y sulfatos. Destacan las correlaciones superiores a 0,9 entre el cloruro y sulfato, y entre el sodio y el magnesio. Estos coeficientes altos entre los distintos iones apuntan a un origen común responsable de la mineralización del agua.

	CE	T	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
CE	1										
T	0,211	1									
pH	-0,352	0,05	1								
Ca ²⁺	0,553	0,08	-0,16	1							
Mg ²⁺	0,658	0,08	-0,24	0,789	1						
Na ⁺	0,703	0,1	-0,24	0,837	0,95	1					
K ⁺	0,31	0,09	-0,23	0,284	0,598	0,518	1				
HCO ₃ ⁻	0,018	-0,21	0,282	0,218	0,255	0,212	0,065	1			
SO ₄ ²⁻	0,712	0,17	-0,45	0,536	0,696	0,713	0,478	-0,149	1		
Cl ⁻	0,786	0,18	-0,41	0,553	0,699	0,742	0,384	-0,105	0,955	1	
NO ₃ ⁻	0,134	-0,11	-0,09	0,357	0,223	0,256	-0,042	0,091	0,246	0,216	1

Tabla 15: Matriz de correlaciones de las variables estudiadas.

Los resultados del ACP indican de la existencia de tres factores con los que es posible explicar un total acumulado de casi un 72% (71,9%) de la varianza total. No obstante, con las dos primeras componentes se explica más del 60% (47,1% componente 1 y 14,5% componente 2). La proyección de las variables en el plano de ejes ortogonales de las componentes 1 y 2 (figura 50) permite observar que las variables con mayor peso sobre la primera componente son el calcio, magnesio, sodio, conductividad eléctrica, cloruro y sulfato, por lo que podría considerarse como el factor de mineralización y del tiempo de residencia. En cuanto a la segunda componente está definida, en mayor o menor medida, por los bicarbonatos y el pH, la cual podría caracterizar en parte a la disolución de los carbonatos.

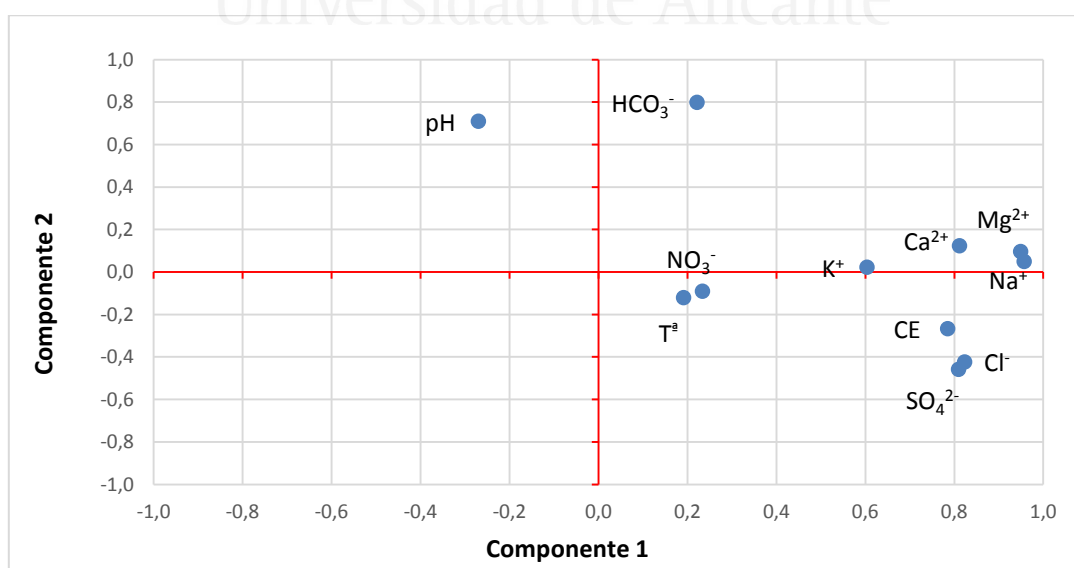


Figura 50: Representación de las dos componentes principales de las variables consideradas.

En cuanto al espacio de las unidades estadísticas se observa que el plano definido por la componente 1 y 2 presenta un aumento de la mineralización hacia la parte positiva de la componente 1 (figura 51).

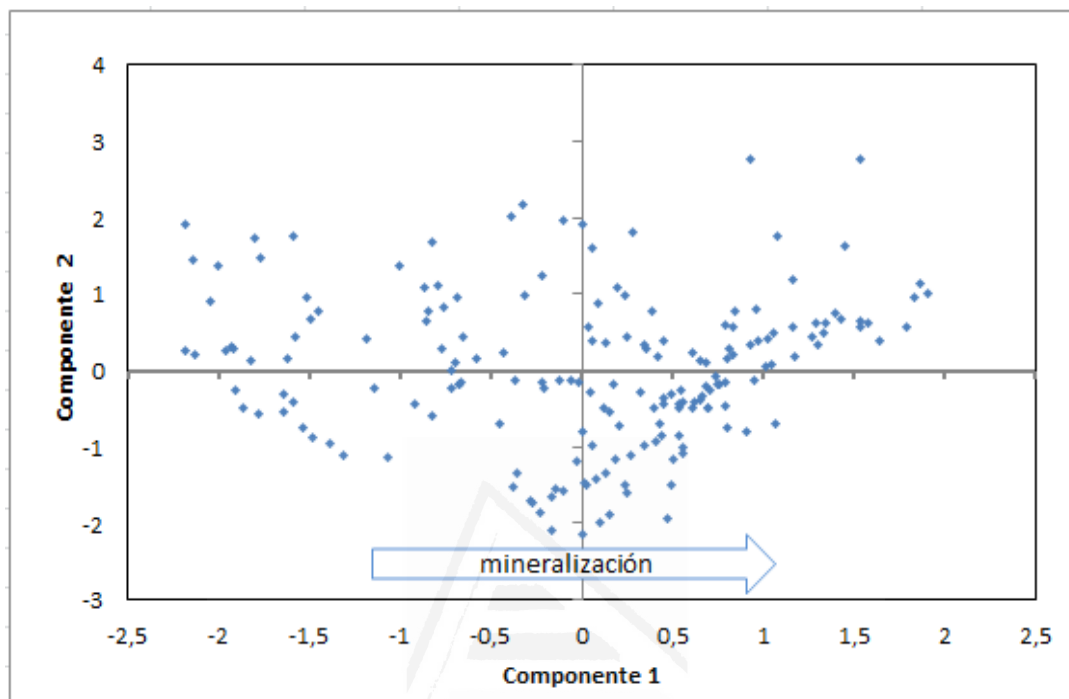


Figura 51: Representación de las dos componentes principales de las unidades estadísticas.

5.3.3. Curva de distribución de la frecuencia de la conductividad eléctrica (CDF)

La conductividad eléctrica es el parámetro representativo de la mineralización de las aguas subterráneas, debido a que su magnitud depende del conjunto de los iones presentes en la disolución. Por ello, el análisis de los diagramas de evolución y frecuencia resultan buenos indicadores tanto de las variaciones de mineralización que experimenta el agua en el acuífero, como del grado de karstificación funcional que presenten los acuíferos kársticos (Bakalowicz, 1979).

Para el presente trabajo se ha podido disponer de la serie de valores de conductividad eléctrica del periodo 1999-2012, efectuadas de forma puntual en el momento en que se muestrearon las aguas del sondeo nº 3. Pero además, se dispone de un registro automatizado de lecturas de conductividad eléctrica cada media hora, para el periodo 2006-2012, las cuales fueron tomadas mediante un conductímetro instalado en la boca del sondeo nº 3.

La figura 52 representa el histograma de frecuencia relativa obtenido a partir del registro automatizado. La principal característica es su carácter bimodal, en el que predominan las conductividades eléctricas entre 700-800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con un 25% y 1200-1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con casi un 20%, pero con un amplio rango de variación. En este tipo de

gráficos plurimodales y con amplio rango de variación, han sido consideradas características de este tipo de medios kársticos (Bakalowic, 1979, Mudry, 1990). El carácter bimodal asimétrico hacia conductividades bajas se puede interpretar con diluciones de agua en el acuífero por mezcla de aguas menos mineralizadas procedentes de la infiltración en momentos de recarga, mientras que la moda correspondiente a valores superiores a 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ serían las aguas almacenadas en el acuífero, con mayor tiempo de residencia en la zona saturada y sin interferencias de mezcla de aguas menos mineralizadas.

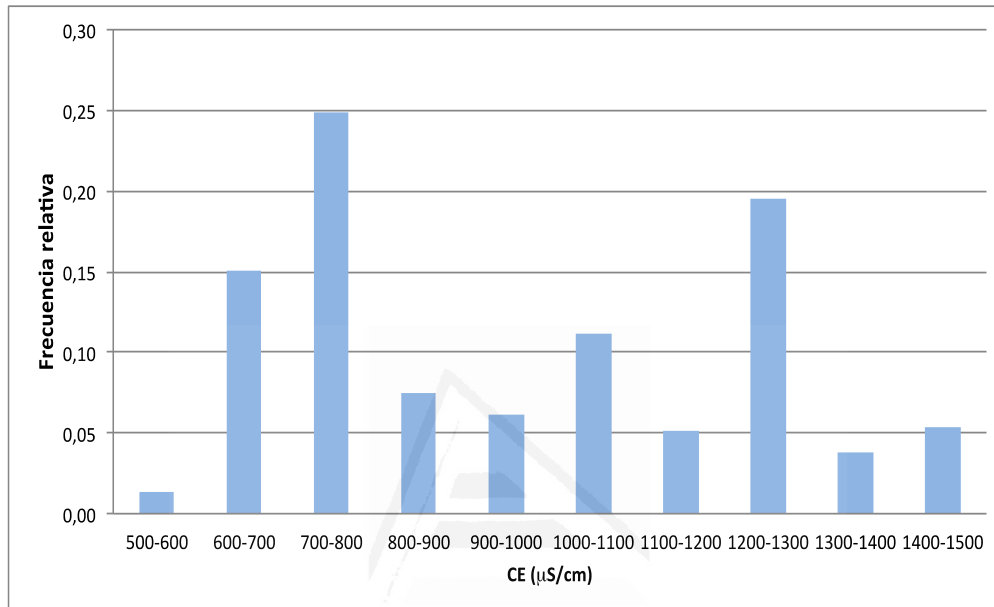


Figura.52: Diagrama de frecuencia relativa de los valores de conductividad eléctrica diarios de agua procedente del sondeo n° 3 durante el periodo 2006-2012.

Por otro lado, el coeficiente de variación que presenta la serie de datos alcanza un valor del 26%. Este elevado coeficiente de variación indicaría que los materiales del acuífero del Ventós-Castellar presentan un desarrollo excepcionalmente alto de la karstificación si se aplica el criterio sobre la variabilidad de la conductividad eléctrica propuesto por Shuster y White (1971).

5.3.4. Registro vertical de la conductividad eléctrica y la temperatura.

La testificación geofísica de la conductividad eléctrica y la temperatura del agua en sondeos es otra herramienta sencilla y de gran utilidad para conocer la relación entre el sondeo y el acuífero (Custodio, 1999; Fakhry *et al.*, 2004). Entre las numerosas aplicaciones en Hidrogeología se puede destacar su empleo para conocer la situación y evolución de la interfase en acuíferos costeros (Jorreto *et al.*, 2007). En acuíferos interiores también es frecuente su utilización para estudiar, entre otros, el comportamiento de acuíferos en los que coexisten tramos con potenciales hidráulicos y calidades de agua diferentes.

En el caso concreto de acuíferos kársticos, su empleo ha permitido establecer zonaciones hidroquímicas en la vertical relacionadas con la presencia de aguas salinas relacionadas con la presencia de materiales evaporíticos en profundidad (Andreu, 2004; Martos, 2008; Andreu *et al.*, 2010; Barberá, 2012). Pero también, se ha podido caracterizar el agua de recarga (Antigüedad, 2007; Martos, 2008), así como obtener información sobre el grado de karstificación funcional de algunos acuíferos a partir de las variaciones que experimentaban las diagráfias de estos parámetros tras episodios lluviosos (Larruzea y Antigüedad, 2002).

En el presente estudio se ha podido disponer de un registro de conductividad eléctrica y temperatura realizada en el mes de septiembre de 2007 en el sondeo nº 2. Este registro se realizó mediante la introducción en el sondeo de una sonda portátil marca Reeloger perteneciente al grupo de Recursos Hídricos y Geología Ambiental de la Universidad de Almería. En total se testificaron 41 m.

Los resultados de dicha testificación geofísica quedan reflejados en la figura 53. Se ha podido comprobar que la conductividad eléctrica experimenta un cambio importante por debajo del metro 136, mientras que la temperatura no muestra variaciones significativas.

La conductividad permaneció totalmente constante en el valor de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre los metros 108 y 128. Tras un ligero aumento, a partir del metro 136 experimentó un gradiente ascendente de 68 $\mu\text{S}/\text{cm}$, situándose en 1376 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valor que permaneció inamovible hasta el final de la testificación. Por su parte, la temperatura se situó en 22,4°C al tocar el agua, permaneciendo constante durante los primeros 15 m. A partir de 126 m se observa un gradiente de 0,01 °C que la llevó a 22,8°C en el fondo de la perforación.

Esta diagráfia muestra la diferenciación de dos franjas o capas de agua de diferente mineralización dentro de la zona saturada. Por un lado, la presencia de agua más mineralizada en el fondo del sondeo, la cual, podría corresponder con el agua almacenada en el acuífero durante un mayor tiempo de residencia, y situada en las partes más profundas de la estructura, y una zona superior de agua de menor conductividad eléctrica. Esta franja superior se podría atribuir a la incorporación a la zona saturada del acuífero de un agua de recarga que aún no ha sido homogeneizada hidroquímicamente con las reservas almacenadas en el acuífero.

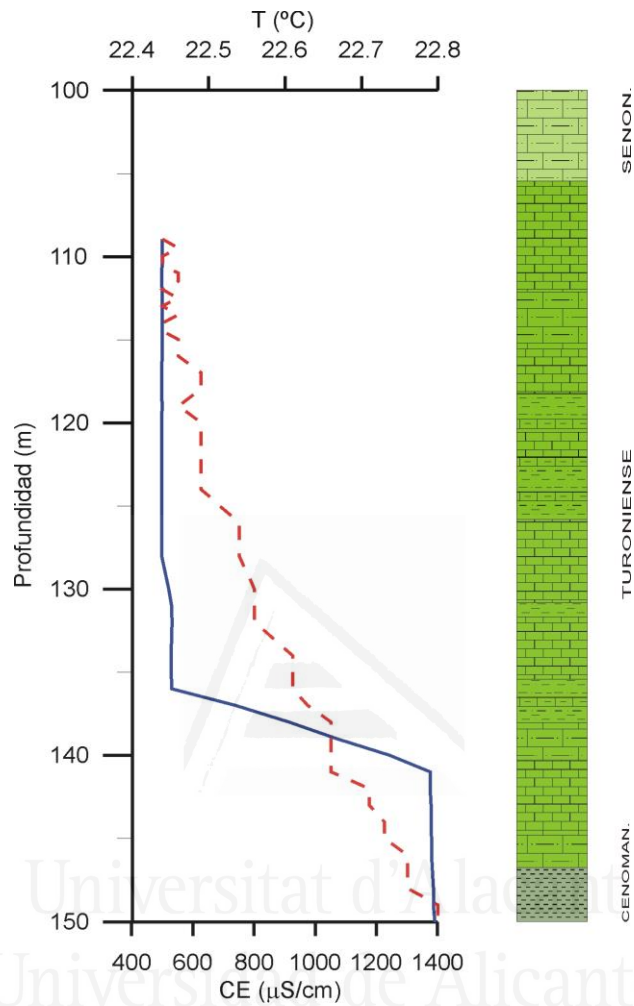


Figura 53: Diagrama de conductividad eléctrica y temperatura del sondeo n° 2.

Se desconoce si esta situación de estratificación de la mineralización detectada por esta testificación es una situación permanente o bien resultado de una situación hidrodinámica puntual.

5.3.5. Variabilidad espacial del quimismo

Dado lo expuesto anteriormente, resulta complejo establecer variaciones espaciales en este pequeño sistema, ya que no se dispone de analíticas simultáneas en el tiempo. La figura 54 trata de reflejar diferencias del quimismo entre los puntos por medio de la representación de los diagramas de Stiff. Conviene señalar que hay que tener en cuenta que estos diagramas están condicionados para las características del

agua en el momento en que se muestrearon, y que no se corresponde a aguas muestreadas simultáneamente.

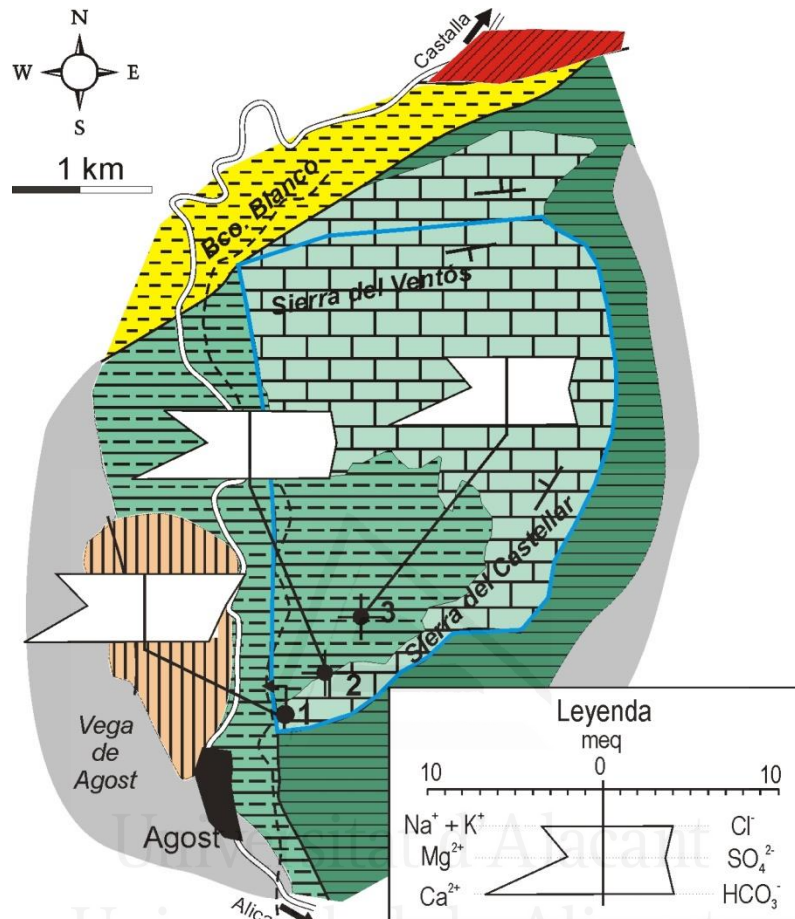


Figura 54: Variabilidad espacial del quimismo en el acuífero del Ventós-Castellar. Análisis efectuados en diferentes fechas: n° 1; feb 1976; n° 2; maro 1979; n° 3. septiembre 2000.

5.3.6. Evolución temporal de la composición química del agua subterránea

Tal y como cabría esperar resulta muy escasa la información sobre el quimismo y las características fisicoquímicas originales que presentaban las aguas del acuífero del Ventós. La primera referencia existente sobre la calidad de esta agua es de tipo cualitativo y fue efectuada por Cavanilles (1795-97), que en su recorrido por la provincia de Alicante, catalogó las aguas del manantial de Agost como de “gusto grato”.

El primer análisis cuantitativo corresponde a una determinación efectuada sobre el manantial de la Font de l’Arc (n° 1) cuando aún actuaba como punto de descarga natural del acuífero, antes de que captase el acuífero mediante sondeos. Este muestreo fue efectuado el día 16/02/1976. El agua de este acuífero vuelve a analizarse durante el ensayo de bombeo del primer sondeo efectuado sobre el acuífero en 1979 (n° 2). Posteriormente hay una laguna de información hasta mediados de los ochenta en que de

nuevo se analizan las aguas de este acuífero. El periodo de seguimiento más intenso corresponde al comprendido entre los años 1999 y 2004, en el que se realizó un muestreo quincenal. A partir de 2005 y hasta la actualidad el muestreo se realizó a nivel mensual, si bien existen algunas lagunas de información.

5.3.6.1. Variabilidad temporal de la conductividad eléctrica

La figura 55 presenta la evolución de los valores de conductividad eléctrica tomada *in situ* al muestrear durante los 13 años de seguimiento. A grandes rasgos, se puede observar un primer intervalo en el que la conductividad eléctrica presenta valores entre 1300 y 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. No obstante, se producen disminuciones más o menos pronunciadas, algunas de ellas por debajo de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, las cuales muestran una buena correlación con las estimaciones de infiltración obtenidas mediante HYDROBAL. Estas disminuciones de la conductividad eléctrica, tras alcanzar un valor mínimo, tienden a recuperarse hasta adquirir su situación anterior.

El segundo periodo, que abarca desde 2007 hasta el final del registro, se caracteriza por una mayor oscilación de este parámetro. Si bien, el comportamiento es semejante al periodo anterior, las mayores magnitudes de recarga, parecen haber generado una mayor dilución general, ya que en algún caso se han llegado a medir conductividades inferiores a 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, no superándose el valor de 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta el año 2011.

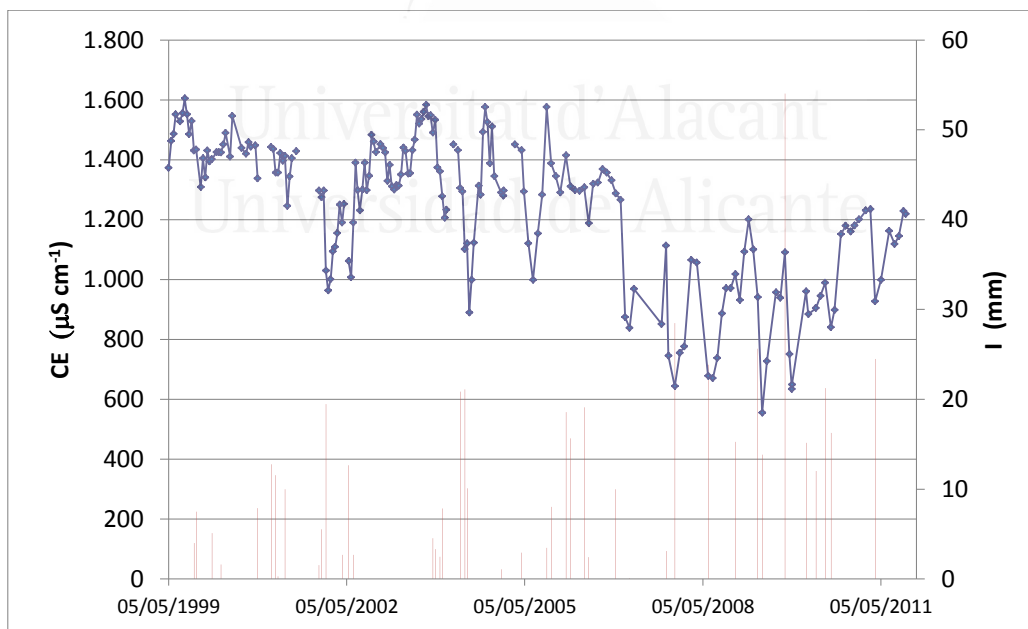


Figura 55: Variación de la conductividad eléctrica de las aguas del sondeo n°3 entre 1999 y 2011 frente a los valores de recarga estimados con HYDROBAL.

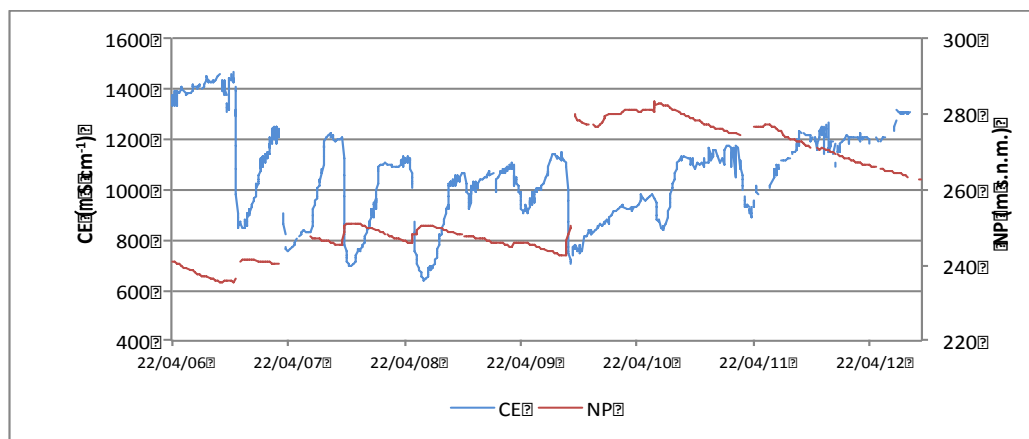


Figura 56: Variación de la conductividad eléctrica diaria de las aguas del sondeo n°3 entre 2006 y 2012 frente al nivel piezométrico del acuífero.

Este efecto de pérdida brusca de la conductividad eléctrica, como consecuencia del proceso de dilución que genera la llegada a la zona saturada del agua de recarga, se observa mucho mejor cuando se representa la curva de conductividad eléctrica con valores diarios. Las lluvias eficaces que causan entradas con respuestas piezométricas superiores a 1 m producen disminuciones instantáneas en este parámetro. Una vez alcanzado el valor mínimo, se inicia una tendencia creciente más lenta pero de forma progresiva buscando un valor que estaría aproximadamente alrededor de 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Durante el periodo comprendido entre 2008 y 2011 los diferentes eventos de recarga se produjeron con una frecuencia en que el agua no consiguió llegar a alcanzar nunca ese valor de conductividad eléctrica que puede ser considerado como valor de fondo.

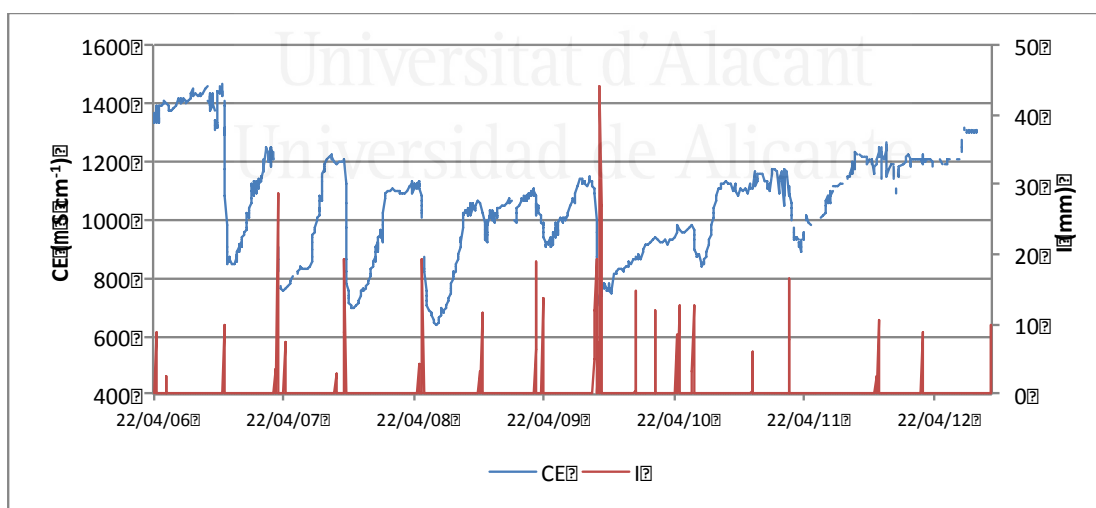


Figura 57: Variación de la conductividad eléctrica diaria de las aguas del sondeo n°3 entre 2006 y 2012 frente a los eventos de recarga según HYDROBAL.

La figura 57 también representa la conductividad eléctrica frente a los valores de recarga obtenidos por HYDROBAL. Se aprecia una relativa buena correlación entre los eventos de recarga de mayor magnitud y las bajadas de la conductividad. Las mayores disminuciones de ese parámetro coinciden con estimaciones de infiltración superiores a 15 mm. No obstante, no existe una total correspondencia en cuanto a la

magnitud de entrada y el efecto de dilución en el quimismo del agua. Si bien, de forma general, cuando las entradas son pequeñas, su influencia es muy escasa, de manera que incluso podría pasar casi inadvertida, mientras que cuando la entrada supera esos 15 mm su influencia en el quimismo es notable.

5.3.6.2. Variabilidad temporal del pH

El pH juega un papel fundamental, por ser el parámetro que nos permite conocer la acidez o basicidad del agua, elemento indispensable para la disolución de las rocas carbonatadas que conforman el acuífero. El valor medio del pH es de 7,3 y un CV de 1,9%, lo que indica una buena agrupación de valores en torno a la media, algo bastante lógico, dada su naturaleza.

A pesar que la llegada de agua de recarga debería ir asociada a una mayor presencia de bicarbonatos en la disolución y, por consiguiente, a un aumento de la acidez y disminución del pH, no parece reflejarse esta situación en este parámetro.

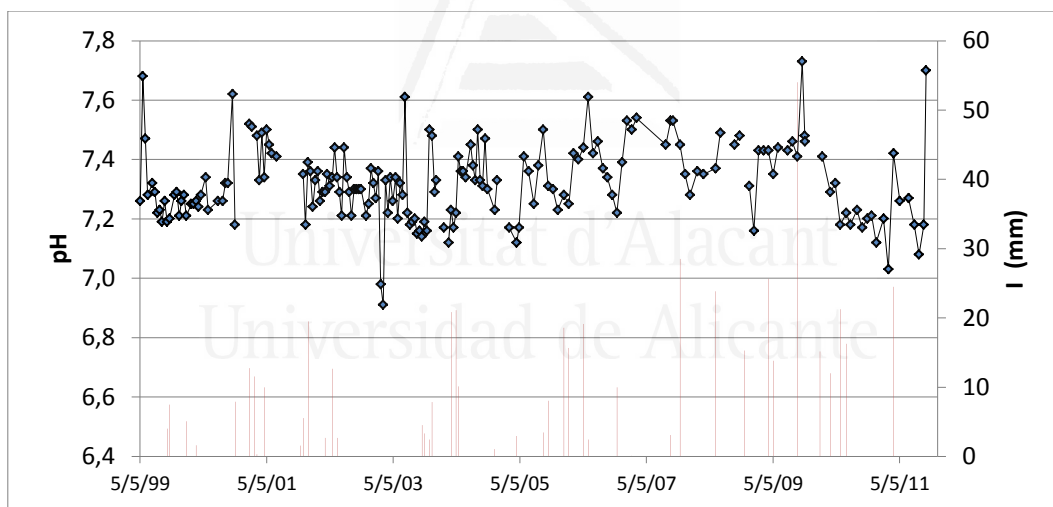


Figura 58: Variación de pH de las aguas del sondeo n°3 entre 1999 y 2011 frente a los valores de recarga estimados con HYDROBAL.

5.3.6.3. Variabilidad temporal de la temperatura

La temperatura del agua subterránea se ha utilizado como marcador natural para caracterizar hidrogeológicamente algunos procesos hidrodinámicos que tienen lugar en el seno del acuífero, ya que aporta información sobre los mecanismos de transferencia de calor que se producen en el seno del acuífero. En acuíferos kársticos se ha utilizado para caracterizar su funcionamiento, pudiendo aportar información sobre el proceso de

infiltración, la recarga y mezcla de aguas (Andrieux, 1976, Lastennet, 1997; Sánchez-Martos *et al.*, 2004; Mudarra, 2012; Barberá, 2014).

Como anteriormente se ha expuesto, la temperatura media del agua subterránea de este acuífero se considera de 23,8 °C, habiéndose medido valores comprendidos entre 23 y 24,7 °C. No obstante presenta un bajo CV (2%). A tenor de este valor medio y siguiendo los criterios habitualmente usados para poner de manifiesto algún tipo de termalismo (Schoeller, 1962; Cruz Sanjulian, 1976; Custodio y Llamas, 1983), por muy poco no supera las temperatura umbral en el agua de este acuífero para considerarla como agua termal.

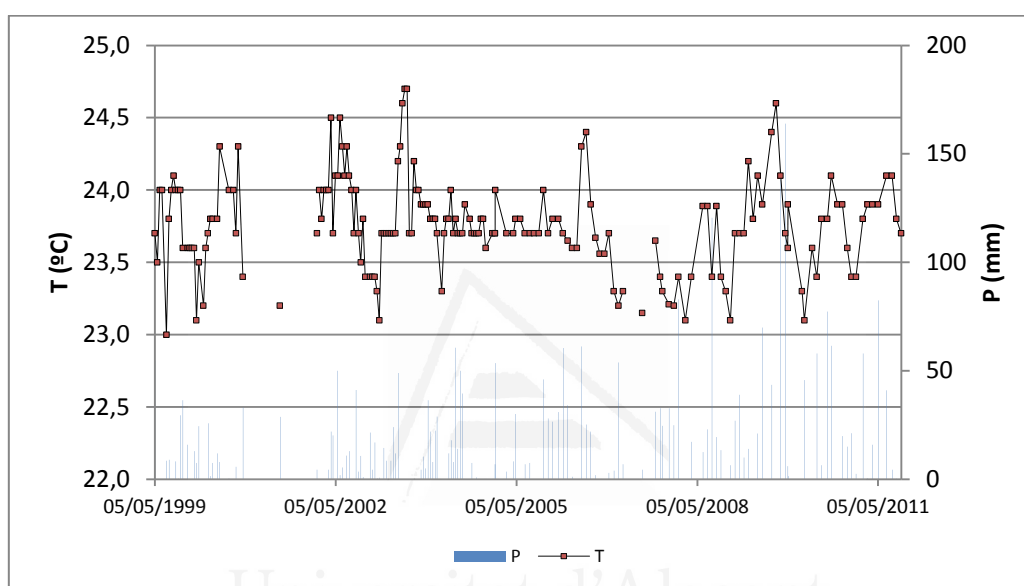


Figura 59: Variación de la temperatura de las aguas del sondeo n°3 entre 1999 y 2011.

La evolución temporal del comportamiento de la temperatura se muestra en la figura 59. A partir del mismo no es posible observar un comportamiento relativamente constante de esta variable. No parece existir correlación con los eventos de infiltración, ni tampoco con las variaciones de nivel piezométrico. Si se ha podido identificar que los valores de temperaturas más elevados se suelen dar en la época estival, siendo más bajos el resto del año. Este comportamiento podría apuntar a una cierta estacionalidad, pero este comportamiento de temperatura podría explicarse también por afecciones de la temperatura ambiental durante el muestreo. Hay que tener en cuenta que la medición de la temperatura se realiza a boca de sondeo pocos minutos después de arrancar la bomba, por lo que podría ser necesario un mayor tiempo de espera antes de obtener el parámetro para evitar afecciones ambientales.

En definitiva, se puede establecer que la temperatura del agua de este acuífero presenta una amplitud térmica inferior a 2°C, y parece mostrar un comportamiento estable sin tendencia alguna. Cualquier posible afección relacionada con entradas puntuales no ha podido ser detectada hasta el momento, ya que requiere el apoyo de metodologías de muestreo más precisas.

5.3.6.4. Variabilidad temporal de los principales iones

En la figura 60, se representa la variabilidad temporal de los cationes calcio, sodio y potasio del periodo 1999-2011. Como aspectos más destacables se observa cómo en los periodos de mayores precipitaciones en la que tienen lugar la de entrada de agua en el acuífero por la recarga se originan diluciones que se reflejan en los tres iones. Los eventos más significativos han llegado a provocar diluciones en la concentración que pueden llegar al 70%. El periodo 1999-2003 más escaso en precipitaciones marca las concentraciones de los principales cationes en el agua almacenada en el acuífero. Durante los años 2006-2011 se aprecia un mayor número de dientes de sierra en la gráfica como consecuencia de la mayor frecuencia de eventos de recarga. Tal y como reflejaba la conductividad eléctrica, en todos los casos una vez alcanzado el valor mínimo, se inicia un periodo tendente a la recuperación de la concentración hasta volver al valor de fondo.

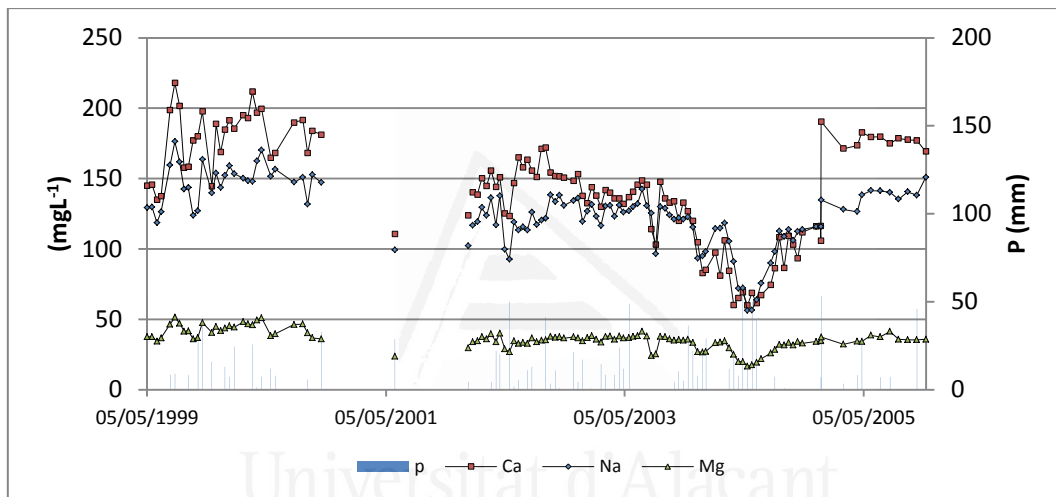


Figura 60: Evolución temporal del calcio, magnesio y sodio durante los periodos 1999-2005 (arriba) y 2005-2011 (abajo).

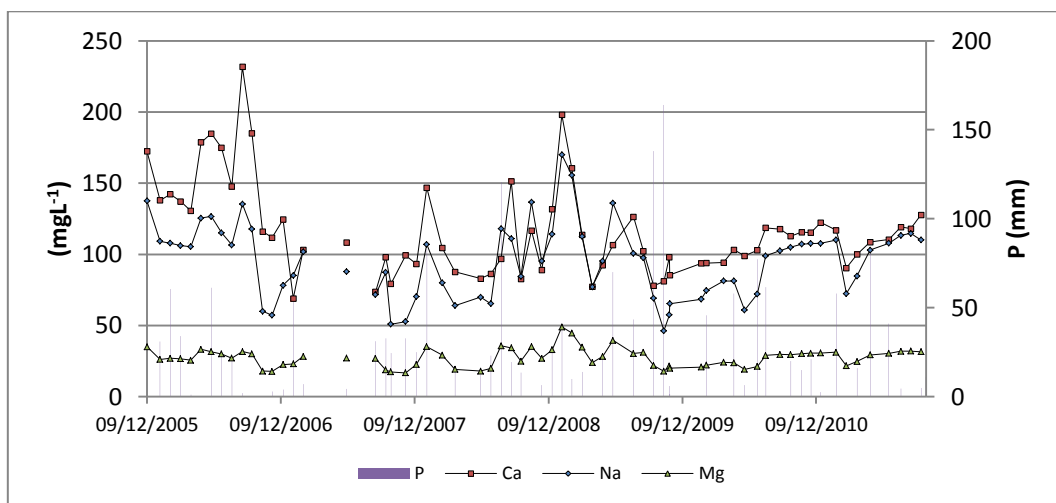


Figura 60: Evolución temporal del calcio, magnesio y sodio durante los periodos 1999-2005 (arriba) y 2005-2011 (abajo).

La figura 61 muestra el comportamiento del potasio durante 1999-2011. Si bien su comportamiento es algo más oscilante, también experimenta disminuciones en los momentos de recarga importante. En aquellos periodos en que no hay afección por los eventos de recarga muestra valores ligeramente superiores a 4 mg/L.

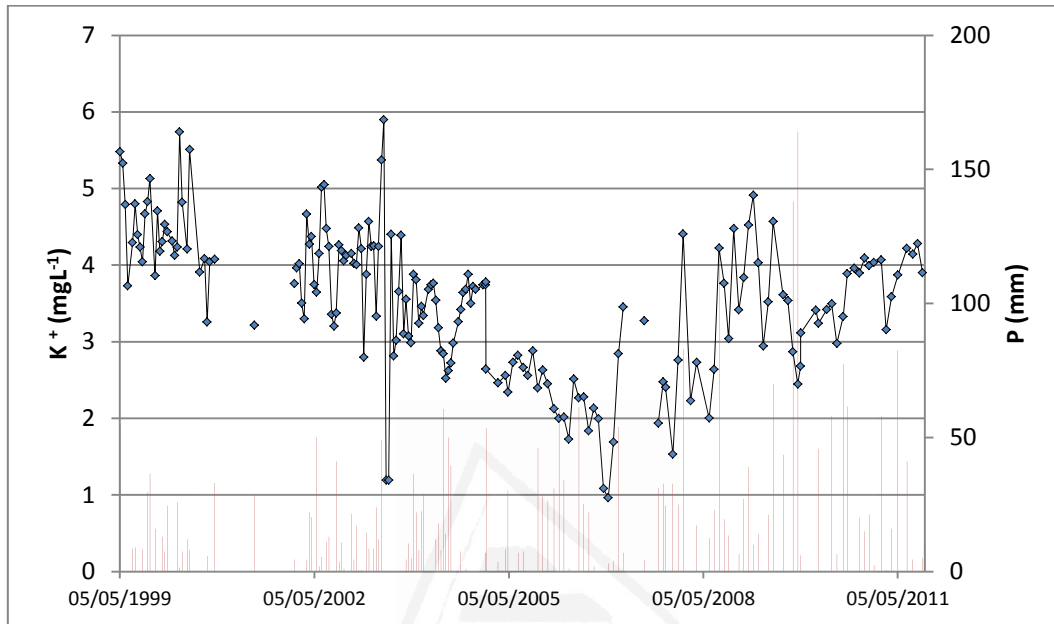


Figura 61: Variación del potasio en las aguas del sondeo n°3 entre 1999 y 2011

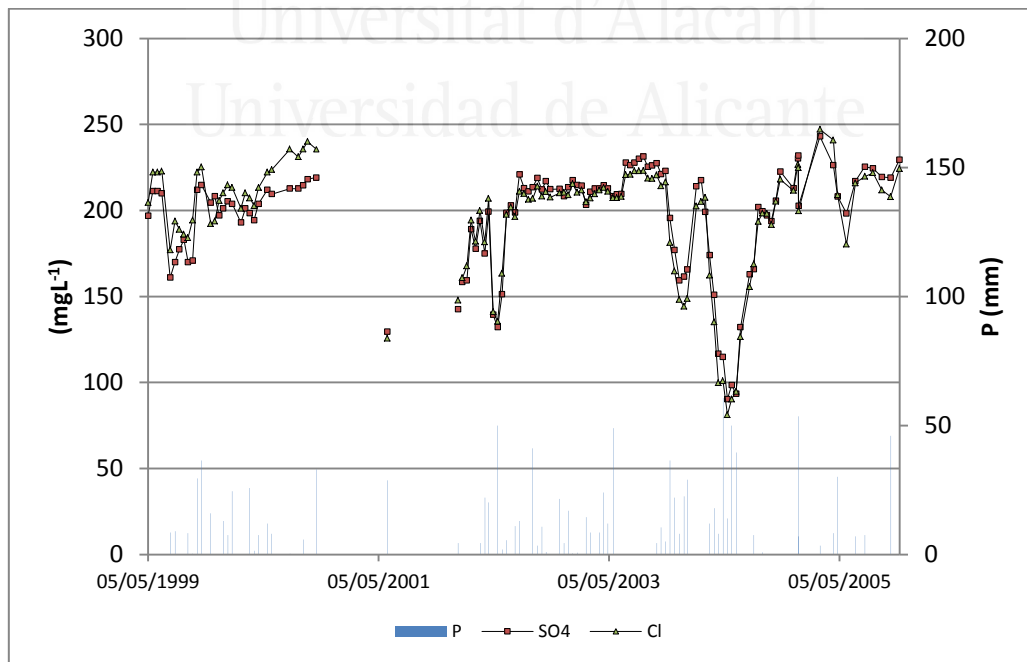


Figura 62: Evolución temporal del sulfato y cloruro de las aguas del sondeo n° 3 durante los periodos 1999-2005 (arriba) y 2005-2011 (abajo).

Respecto a la evolución que han seguido los aniones cloruro y sulfato (figura 62), se puede destacar el elevado paralelismo entre ambos iones. Ambos presentan concentraciones superiores a 200 mg/L cuando las aguas del acuífero no presentan mezcla con aguas de recarga. Durante el periodo 2005-2011 mostraron valores por debajo de esa concentración como consecuencia de las continuas entradas en el acuífero.

En cuanto a los bicarbonatos, su evolución se refleja en la figura 63. Su comportamiento resulta complejo de establecer. Se observan diferencias entre los valores determinados justo después de las lagunas de información existentes. Este hecho podría atribuirse a diferencias en los protocolos de determinación analítica. Otra de las posibles causas podría atribuirse a que su determinación no se efectuó *in situ*, sino ya en el laboratorio. A grandes rasgos se aprecia periodos de relativa estabilidad y oscilaciones bruscas, si bien éstas parecen ser independientes de los eventos de recarga.

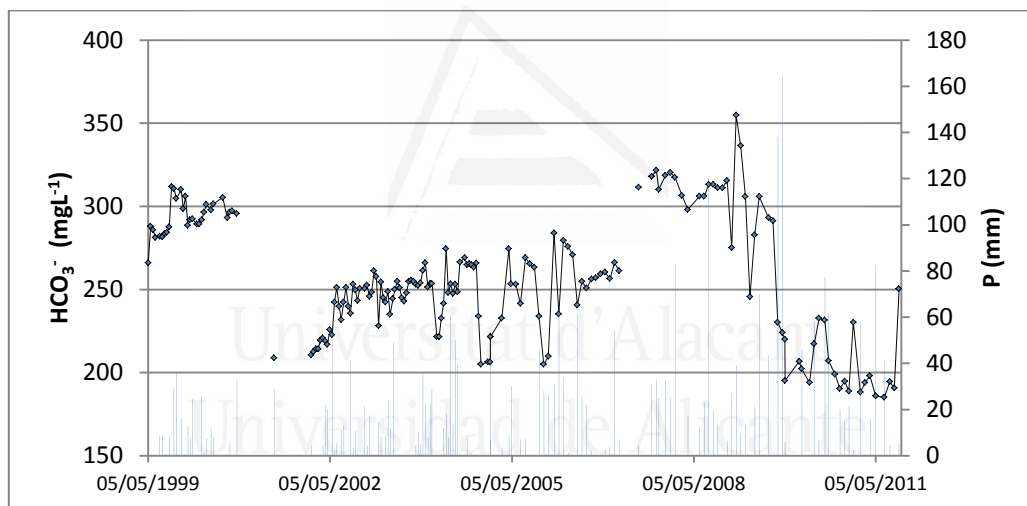


Figura 63: Evolución temporal del bicarbonato de las aguas del sondeo nº 3 durante el periodo 1999-2011.

Por último, se muestra el seguimiento del nitrato (figura 64). Su valor medio se sitúa en 10 mg/L, si bien también experimenta importantes oscilaciones difíciles de interpretar. Se ha podido constatar que los eventos de recarga más importantes producen una dilución de los mismos, aunque coexisten pulsos de entrada de agua de recarga que coinciden con incrementos en la concentración de nitratos. Este comportamiento antagónico podría estar relacionado con la periodicidad de los eventos lluviosos y la magnitud de los mismos. Así, podría haber eventos de recarga que produjesen un cierto lavado del suelo y arrastrasen nitratos hacia el acuífero, mientras que otros eventos tuviesen lugar con un suelo lavado, de manera que la entrada de esta agua provocase una dilución al llegar a la zona saturada.

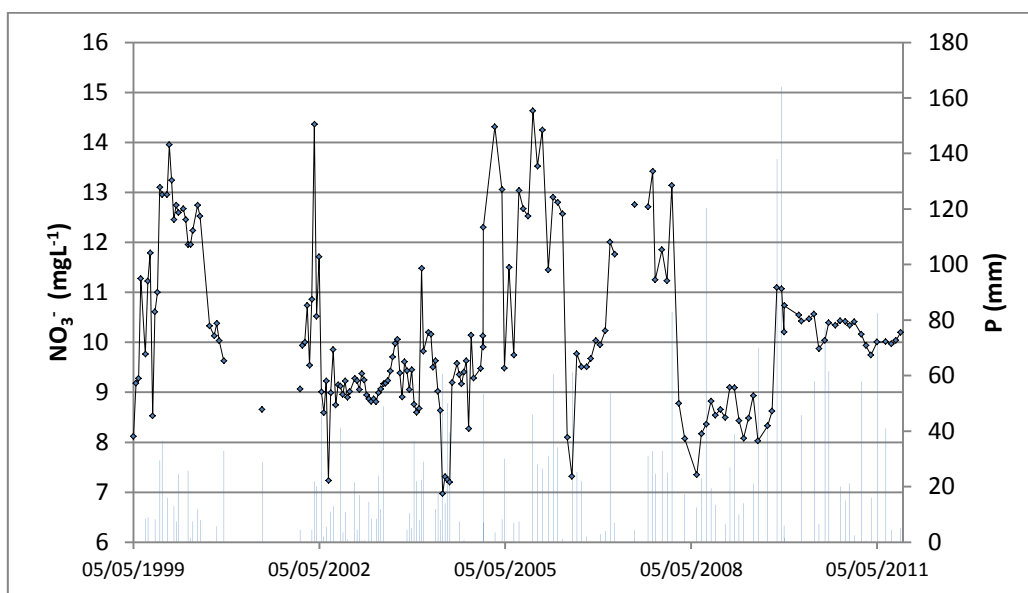


Figura 64: Evolución temporal de los nitratos de las aguas del sondeo n° 3 durante el periodo 1999-2011.

5.3.7. Caracterización del fondo natural

El quimismo o características fisicoquímicas que adquieren las aguas en el interior de un acuífero son lo que se conoce como características naturales o fondo natural, de manera que, dependiendo de los procesos geoquímicos que se desarrollen en el acuífero, el agua adquiere unas propiedades fisicoquímicas. En este sentido, se ha definido como fondo hidroquímico de un acuífero al rango de concentraciones que adquiere un determinado elemento, especie o sustancia presente, y derivado de fuentes geológicas, biológicas o atmosféricas naturales (EESD, 2003).

La caracterización del fondo natural en acuíferos que no funcionan en régimen natural es compleja y requiere de información histórica, así como de un buen conocimiento de su funcionamiento hidrodinámico y del apoyo de herramienta de tratamiento hidroquímico adecuado (Manzano *et al.*, 2004; Martos, 2008).

En el caso concreto del acuífero del Ventós-Catellar, el seguimiento efectuado en la presente investigación ha permitido establecer el fondo natural de sus aguas a partir del comportamiento hidrodinámico y de la evolución química que ha experimentado el agua del acuífero. El intervalo de tiempo entre mayo de 1999 y diciembre de 2000 corresponde a un periodo caracterizado por no haberse producido prácticamente entradas significativas de agua de recarga en el acuífero. Las entradas que han sido estimadas son muy escasas y de muy pequeña magnitud (inferiores a 10 mm), las cuales apenas causaron variaciones centimétricas en la piezometría. Este periodo ha servido para establecer las características fisicoquímicas de las aguas almacenadas en el

seno del acuífero y no afectadas por procesos de dilución por entrada de agua de recarga.

	T ^º	pH	CE	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Medio	23,8	7,3	1455	257	179	4,4	43	153	208	223	11
Máximo	24,3	8	1604	355	218	6	51	175	218	240	14
Mínimo	23	7	1308	185	135	3	35	119	161	177	8
σ	0,3	0,1	69	36	23	1	5	14	16	17	2
CV	1,3	1,6	4,7	14,1	12,6	12,8	11,3	9,4	7,6	7,5	13,6

T ^a	pH	CE	CO ₃ H ⁻	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
23,0	7,3	1.400	287,0	138	4	29	113	170	10	240

Tabla 16: Principales parámetros fisicoquímicos del agua que caracteriza el fondo natural. Determinaciones analíticas del periodo 1999-2000. Máx: máximo; Mín: mínimo; Med: media; DT: desviación típica; CV: coeficiente de variación (%) CE: conductividad eléctrica (μS/cm); T en °C; iones (mgL⁻¹). Abajo se incluye la determinación analítica efectuada en el sondeo n° 2 previas a la explotación del acuífero.

Las características del fondo natural muestran un agua ligeramente más mineralizada que la media si se toma todo el periodo de registro. La conductividad eléctrica media alcanza valores de 1455 μS/cm, la cual es semejante con la que presentaba el agua del acuífero en el sondeo n° 2 en el año 1979, antes de poner el sondeo en explotación. Prácticamente la totalidad de iones muestran valores más altos. Los aumentos más significativos los experimentan el calcio y el bicarbonato, tal y como cabría esperar de un acuífero kárstico en donde, en principio, los procesos de disolución de carbonato cálcico deben tener mayor influencia. De cualquier forma, la facies hidrogeoquímica es idéntica a la establecida para todo el periodo de registro. Otro aspecto a destacar son los menores coeficientes de variación y desviación típica de todos los parámetros, si se comparan con los establecidos para todo el período de seguimiento, lo que pone de manifiesto un quimismo mucho más constante y estable.

Todo indica que este fondo natural del agua del Ventós-Castellar no ha sufrido variaciones con la explotación, ya que las características fisicoquímicas del agua han permanecido relativamente constantes a lo largo de estas décadas de explotación. Ello a pesar de que durante este tiempo los bombeos llegaron a desaturar más de 80 m de acuífero, o lo que es lo mismo, aproximadamente entre el 30-40% de la zona saturada en régimen natural. Este comportamiento del quimismo es totalmente contrario a lo que ha ocurrido en otros acuíferos del entorno próximo, y de otros sectores de la Cordillera Bética, en donde el fenómeno de la sobreexplotación ha causado aumentos notables de la mineralización del agua (Pulido-Bosch *et al.*, 1996; Andreu *et al.*, 2004; Martos, 2008).

5.3.8. Relaciones iónicas

La mineralización que adquiere un agua en función de las componentes litológica, edafoclimática, mezcla de aguas, etc. le confiere una marca distintiva, la cual se refleja perfectamente en los valores de las relaciones iónicas (Giménez, 1994; Lastenet y Mudry, 1997; Martos, 2006; Barberá y Andreo, 2012). Es por ello, que su determinación suele aportar una valiosa información sobre los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el seno del acuífero. El principal inconveniente de esta herramienta reside en que pequeños errores analíticos se traducen en notables oscilaciones de sus valores (Iglesias, 1999).

A continuación, se exponen algunas de las relaciones iónicas que se suelen emplear para establecer qué tipos de procesos afectan al agua de los acuíferos kársticos.

$rCa^{+2}/rHCO_3^-$: El valor medio de esta relación se sitúa en 1,56, si bien se alcanzan frecuentemente valores superiores a 2, lo que indica un claro exceso de calcio respecto del bicarbonato, lo cual apunta a posibles procesos que aporten calcio de forma adicional (figura 65). Los menores valores de esta relación, los cuales son inferiores a la unidad, se han producido tras los principales eventos de recarga en el que la mineralización del agua ha experimentado disminuciones significativas, habiendo alcanzado hasta relaciones de 0,67. Después de estas disminuciones de la relación, experimenta un incremento progresivo hasta superar valores de 2.

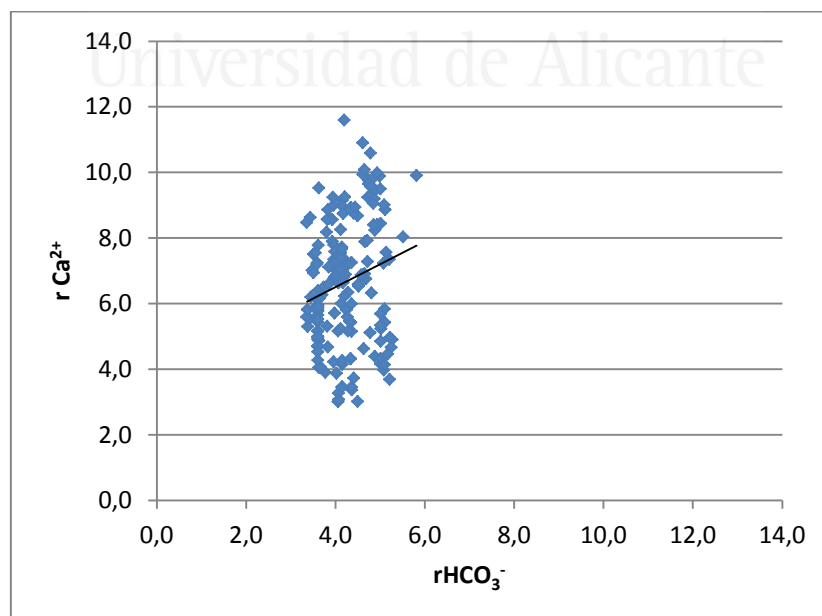


Figura 65: Diagrama de la relación iónica rCa^{+2} vs $rHCO_3^-$.

$r(\text{Ca}^{+2}+\text{Mg}^{+2})/ r\text{HCO}_3^-$: Esta relación iónica presenta un comportamiento similar a la anterior. Los valores medios se sitúan en 2,18, si bien la contribución del magnesio es claramente inferior a la del calcio. La figura 66 corrobora que no existe una relación estequiométrica 1:1 entre los iones que intervienen en el proceso de disolución de los carbonatos, sino que se observa un exceso de cationes respecto a los bicarbonatos. Estos valores tan elevados de esta relación son indicativos de la existencia de otros procesos tales como la disolución de yesos o anhidrita, las cuales podrían estar asociados a los depósitos triásicos existentes en el entorno del acuífero.

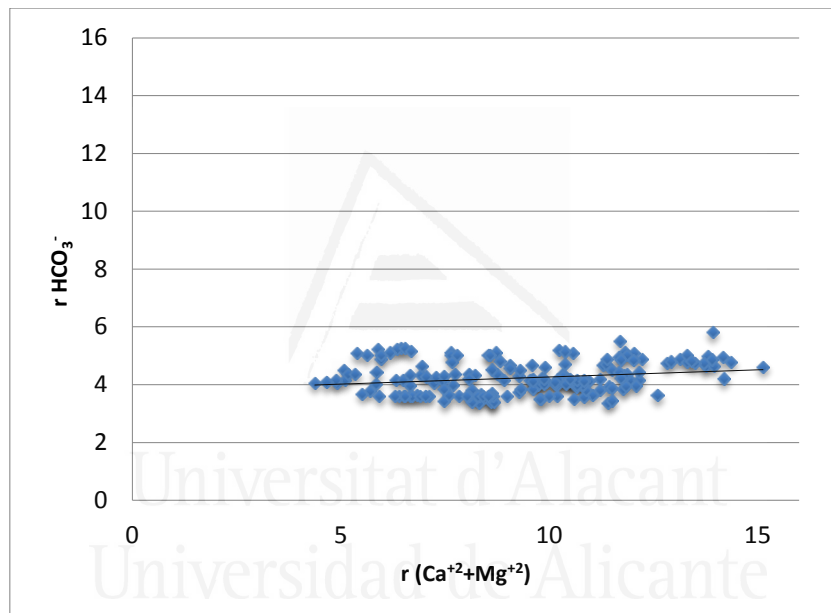


Figura 66: Diagrama de la relación iónica $r(\text{Ca}^{+2}+\text{Mg}^{+2})^2$ vs $r\text{HCO}_3^-$.

$r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$: El valor medio de esta relación iónica se sitúa en la unidad, lo que sugiere un origen común. Inicialmente esta relación podría ser explicada a partir de la aportación del agua de lluvia tras sufrir una concentración en la superficie del suelo. No obstante, los contenidos alcanzados de ambos iones cuando las aguas no están afectadas por las diluciones provocadas por la recarga requieren invocar otras posibles fuentes. Las figuras 67 y 68 muestran la buena correlación existente entre el sodio y el cloruro, así como entre este último y el sulfato, lo que apunta a un origen común, que también podría explicarse por la disolución de rocas evaporíticas triásicas, las cuales en esta región son ricas en halita y yeso (Andreu *et al.*, 2010).

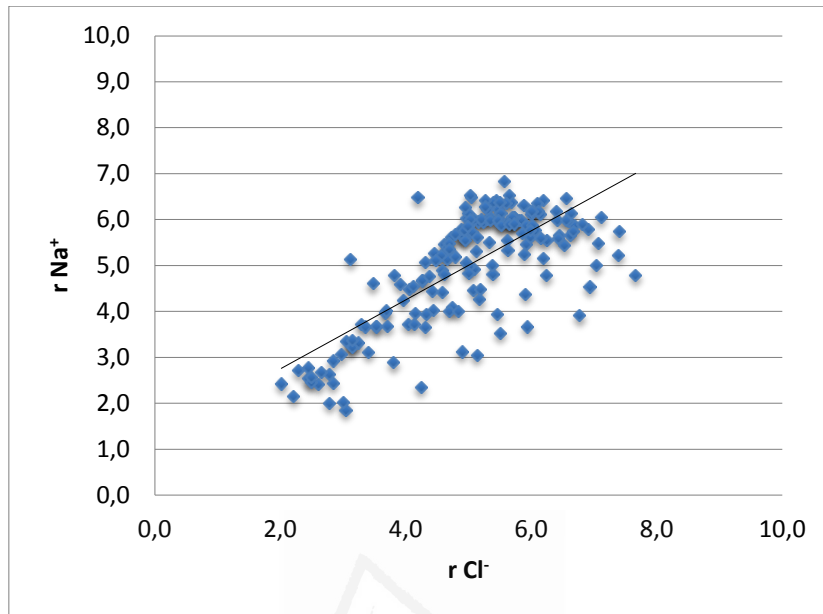


Figura 67: Diagrama de la relación iónica rCl^- vs rNa^+

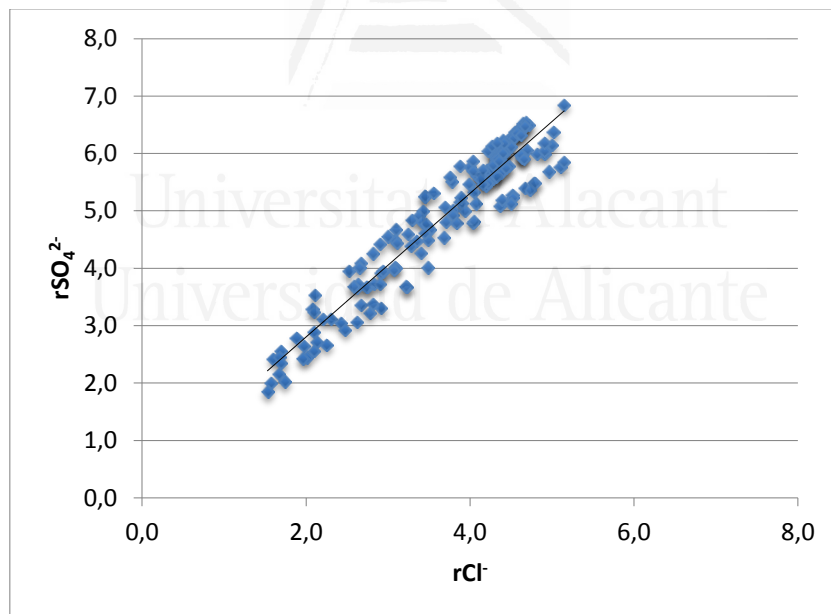


Figura 68: Diagrama de la relación iónica rCl^- vs rSO_4^{2-}

rCa^{+2}/rSO_4^{-2} : los valores medios de 1,81 indican un exceso generalizado de calcio, lo que indica dos fuentes potenciales de calcio. Todo indica que estas relaciones podrían explicarse si se considera aportes de calcio procedente de la disolución del yeso y de la calcita (Figura 69). Por otro lado, se observa una mayor correlación existente entre el sulfato y el magnesio (0,69) que entre el sulfato y el yeso (0,54), lo que puede apuntar

que la contribución del sulfato puede aumentar a medida que el agua presenta mayor tiempo de residencia.

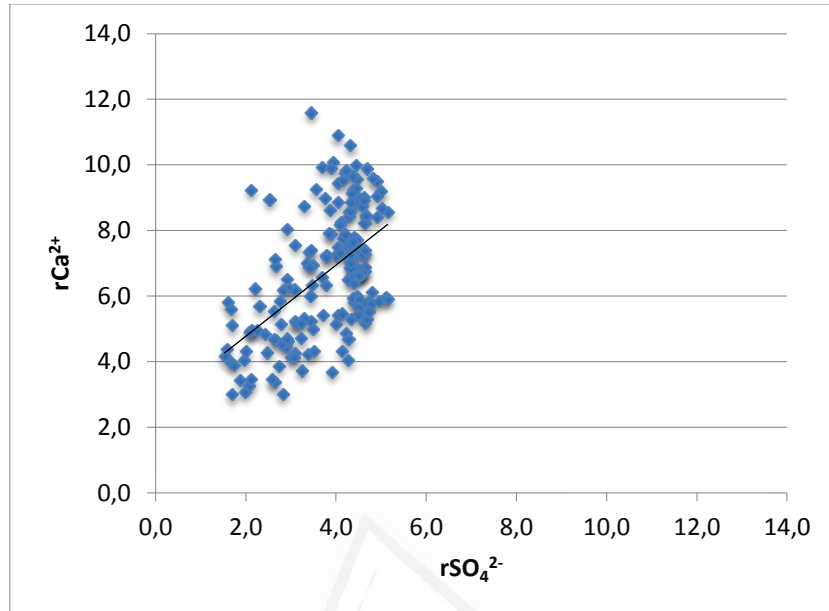


Figura 69: Diagrama de la relación iónica rCa^{+2} vs rSO_4^{2-} .

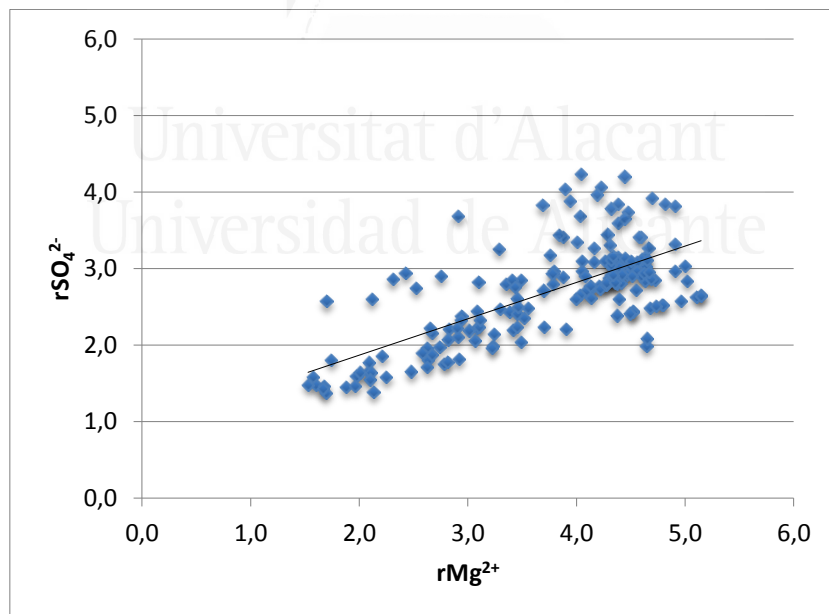


Figura 70: Diagrama de la relación iónica rMg^{+2} vs rSO_4^{2-} .

rMg^{+2}/rCa^{+2} : Esta relación suele presentar valores muy bajos cuando las aguas presentan la marca litológica y las rocas son calizas (Custodio, 1987). En este caso el valor medio se sitúa en 0,42, y generalmente suele estar por debajo de 0,5. A pesar de que la interpretación de esta relación suele ser compleja y no exenta de ciertas incertidumbres, el hecho de que el acuífero esté formado únicamente por calizas, indica

un tiempo de residencia alto y, por consiguiente, una cierta incorporación de magnesio a la solución.(Figura 71)

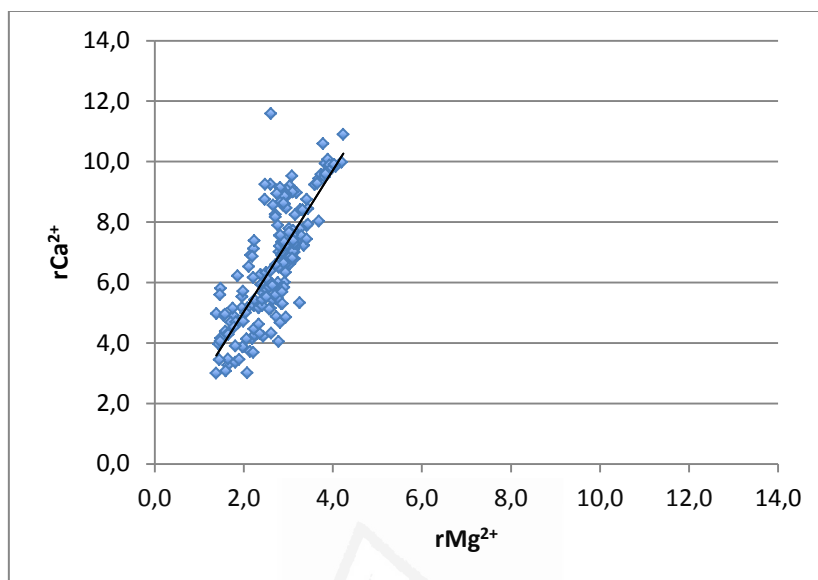


Figura 71: Diagrama de la relación iónica rMg^{+2} vs rCa^{2+} .

5.3.9. Presión parcial del CO_2

Los valores de PCO_2 se han obtenido a partir de los datos analíticos mediante la utilización del código PHREEQC (Parkurst y Appelo, 1999). La presencia de CO_2 en el agua subterránea puede tener orígenes diversos (Schoeller, 1969). Los valores más elevados se encuentran generalmente relacionados con aportes endógenos de CO_2 (Bakalowicz *et al.*, 1987); si bien lo habitual en acuíferos kársticos es que su origen esté relacionado con el aporte edáfico. El agua que atraviesa el suelo vehicula de forma mayoritaria la introducción de CO_2 hacia el macizo calcáreo. No obstante, diferencias térmicas y de presión entre el exterior y el interior del macizo también pueden provocar corrientes de aire que afectan la introducción de aire en la zona no saturada (Moral, 2005; Cuevas, 2013).

Las presiones parciales obtenidas para las aguas de este acuífero están comprendidas entre $10^{-2,4}$ y $10^{-1,6}$ atm, situándose su valor medio en $10^{-1,9}$ atm con un coeficiente de variación del 6%. Estos valores, siempre superiores a los de la atmósfera, son semejantes a los encontrados en otros acuíferos kársticos que se encuentran en situaciones hidrodinámicas semejantes (Martos, 2008; Barberá, 2014). La incorporación de CO_2 procedentes del agua de infiltración y la disociación de los bicarbonatos podrían ser las dos causas principales de las PCO_2 que presenta el agua de este acuífero.

La figura 72 muestra la evolución de la PCO_2 a lo largo del periodo de seguimiento. Todo indica un comportamiento relativamente estabilizado de esta

variable, en la que no se observa una cierta respuesta frente a algunos de los eventos de máxima precipitación que generaron entradas de agua en el acuífero.

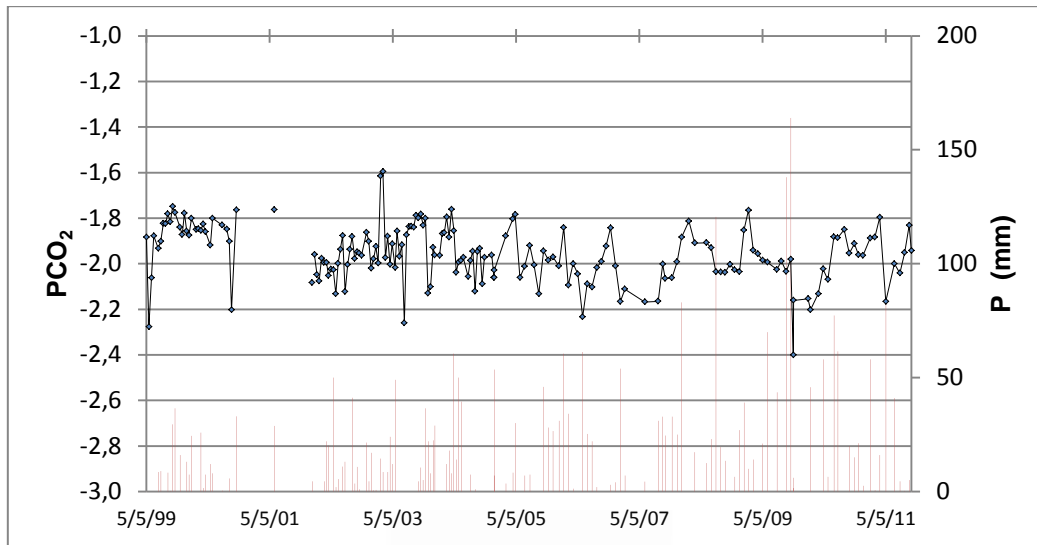


Figura 72: Evolución de la PCO_2 en las aguas del sondeo n.º3.

5.3.10. Condiciones de equilibrio-desequilibrio

Las condiciones de equilibrio del agua se pueden establecer mediante la aplicación de los modelos de especiación de solubilidad, de forma que es posible determinar el índice de saturación del fluido respecto a diferentes minerales. En el presente trabajo el cálculo de los índices de saturación se ha efectuado mediante el código PHREEQC (Parkurst y Appelo, 1999). Se han tenido en cuenta los siguientes cuatro minerales: calcita, dolomita, yeso y halita.

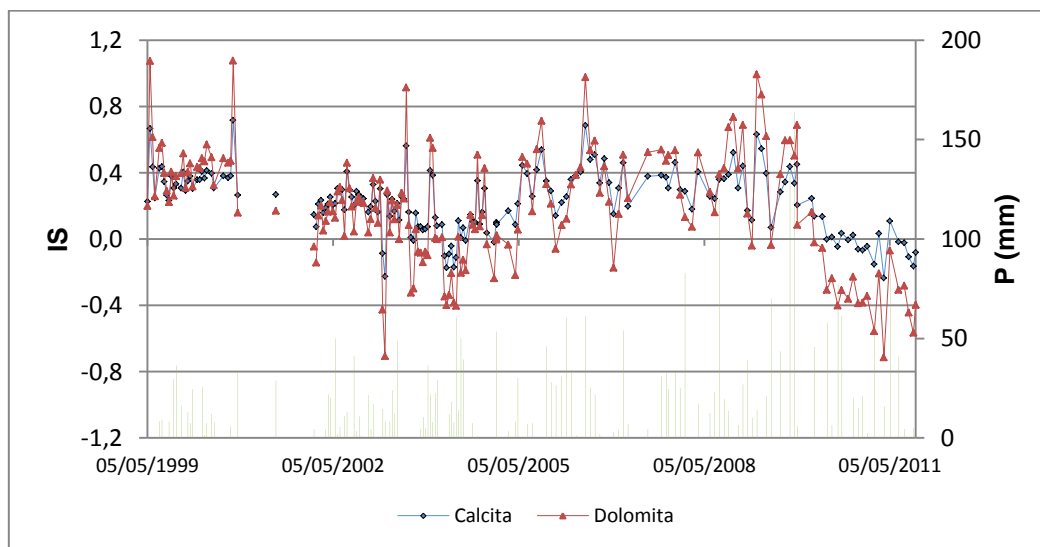


Figura 73: Evolución de los índices de saturación de la calcita y dolomita.

La mayor parte de los índices de saturación de la calcita son superiores a 0, encontrándose la mayoría entre 0 y 0,5 (Figura 73). Sólo unas pocas muestras presentaron valores superiores a 0,5, estando relacionadas con determinaciones de pH anómalamente altos. Ello indica que, en general, el agua se encuentra ligeramente sobresaturada con respecto a la calcita. Los valores negativos, y especialmente en aquellos inferiores a -0,1, que podrían considerarse como agua subsaturada y capaz de disolver calcita en la zona saturada, tan sólo se han encontrado de forma puntual y relacionados con unos pocos episodios de recarga.

A tenor de los resultados obtenidos para la dolomita, todo indica que las muestras se encuentran sobresaturadas respecto a este mineral, ya que presentan la mayor parte del tiempo valores positivos. No obstante, existe una cierta incertidumbre de su estado real si no se superan valores de + 0,5. La evolución temporal de este índice de saturación muestra un gran paralelismo con respecto a la de la calcita.

La figura 74 recoge el comportamiento de los índices de saturación del yeso y la halita, en donde se observa que la totalidad de las muestras se encontraron subsaturadas respecto a ambos minerales. Esta subsaturación es mucho más acusada cuando se producen importantes eventos de recarga como consecuencia de las fuertes diluciones a causa de la llegada de agua mucho más diluida en estos minerales.

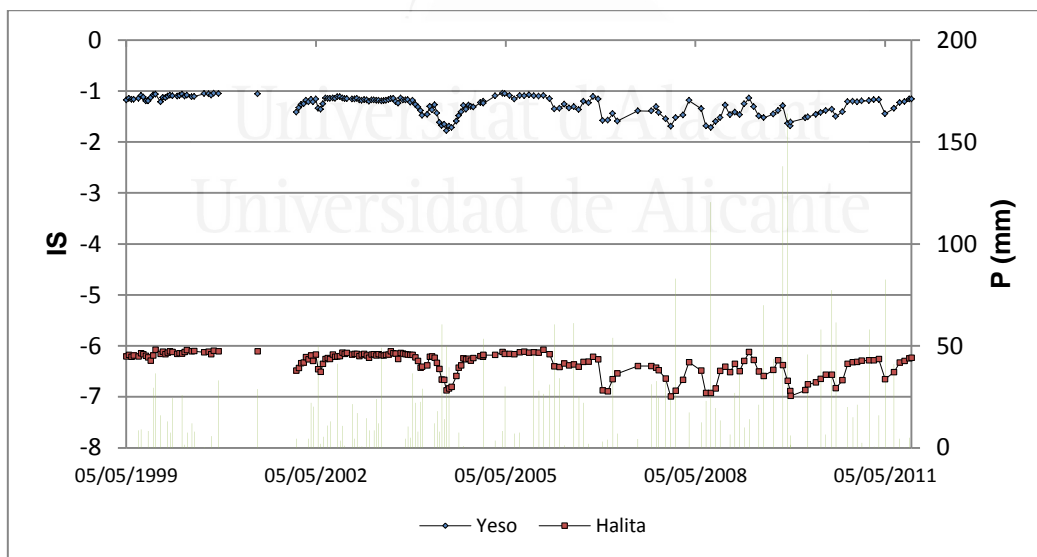


Figura74: Evolución de los índices de saturación del yeso y la halita.

5.3.11. Principales procesos hidrogeoquímicos en el acuífero

Como anteriormente se ha expuesto, la composición química de las aguas subterráneas depende de la naturaleza de las rocas a través de la cual fluye, del tiempo de residencia en el interior del sistema y de las condiciones climáticas existentes en cada

zona (Bakalowicz 1979, 1995; Mudry 1987), pero también influyen otros factores relacionados con su heterogeneidad, lo que refleja las particularidades hidrogeológicas de este tipo de medios (White 1988; Bakalowicz 1995, 2005; Ford y Williams, 2007; Goldscheider y Drew, 2007; Abusaada y Sauter, 2013).

En el caso concreto del acuífero del Ventós-Castellar en el que se ha puesto de manifiesto un comportamiento hidrodinámico rápido, los procesos que tengan lugar inicialmente, como en la mayoría de los acuíferos con circulación rápida, estarán dominados por la interacción entre el agua de lluvia y los minerales del suelo y zona no saturada. Al no disponer actualmente de puntos de descarga natural y presentar una amplia franja no saturada, se desconoce el quimismo de las aguas de esta parte del sistema. Una vez que el agua alcanza la zona saturada, se producirán una serie de reacciones en las que intervienen los materiales que conforman el acuífero y terrenos adyacentes. Debido al enraizamiento geológico de este acuífero, es de esperar que estos procesos de interacción dispongan de mayor tiempo. A continuación, se exponen de forma resumida los principales procesos hidrogeoquímicos que intervienen en este acuífero.

Procesos edafoclimáticos.

Aunque realmente son procesos exógenos al acuífero, marcan el punto de partida del agua de entrada. En el caso concreto del acuífero Ventós-Castellar, ubicado en un clima de carácter semiárido, estos procesos son bastante importantes. Como se ha constatado, la deposición total puede presentar mineralizaciones relativamente elevadas como consecuencia de las características atmosféricas que presenta esta región, presentando elevados contenidos de sulfato y nitratos entre otros. Además, el área recibe numerosas lluvias de pequeña magnitud, cuya evapotranspiración conlleva la concentración de sales en el suelo. Dado que el número de eventos de recarga es muy reducido, entre 0 y 6 al año (Andreu *et al.*, 2005) este proceso debe tener cierta influencia. Las diferencias entre los episodios de recarga conllevarán también una cierta variabilidad del contenido iónico del agua de infiltración.

Disolución de la calcita.

Se considera el principal proceso de este tipo de acuíferos calizos como el acuífero Ventós-Castellar. La cinética de esta reacción es muy rápida y se inicia una vez que el agua enriquecida en CO₂ disuelto en el suelo se introduce en la zona no saturada. A pesar de la rápida circulación del agua infiltrada hasta llegar a la zona saturada, cabe la posibilidad de que en parte del agua se pudiese llegar al equilibrio durante su circulación por la zona saturada, especialmente, aquella que tarda varios días. En este sentido Atkinson, (1971) argumentó que entre el 50 y 80% de la disolución de los macizos kársticos, se producía en los diez primeros metros bajo el terreno.

Disolución de dolomita.

Se asocia a mayores tiempos de residencia en el acuífero ya que la disolución de dolomita es lenta. Cuando se produce se eleva la relación rMg^{+2}/rCa^{+2} (Custodio, 1987). Como anteriormente se ha visto el acuífero del Ventós-Castellar está formado exclusivamente por calizas, si bien sus aguas presentan una relación rMg^{+2}/rCa^{+2} media de 0,42, lo que indica un tiempo de residencia alto y, por consiguiente, una incorporación de magnesio a la solución. La ausencia de descarga debido a la actual posición del nivel piezométrico hace que el agua permanezca mayor tiempo en el seno del acuífero. No obstante, el enraizamiento que presenta su estructura, conjuntamente con su manantial de tipo emergente, hacen que incluso cuando se encontraba en régimen natural, presentase un volumen de agua significativo por debajo de la cota de emergencia que requiere de mayor tiempo para su renovación.

Dilución por mezcla de agua de recarga.

Sin duda este proceso es el que mejor se observa en este acuífero. Los diversos pulsos de recarga que experimenta este acuífero causan una dilución temporal del agua, cuyo resultado se traduce en una disminución de la práctica totalidad de los iones.

Disolución de yeso.

Tal y como se ha visto anteriormente, las relaciones iónicas, apuntan un exceso de calcio con respecto a un origen único proveniente de los carbonatos. Este aspecto unido a las altas concentraciones de sulfato y cloruros, los cuales se encuentran asociados a los materiales evaporíticos triásicos, inducen a pensar que existe una disolución de yeso en el agua del acuífero.

5.3.12. Modelización del proceso de mezcla

Como ya se ha expuesto, uno de los procesos hidrogeoquímicos más importantes que tienen lugar en este acuífero es el de la mezcla del agua de fondo con las aguas de recarga, lo que puede llegar a ocasionar diluciones, más o menos acusadas, del agua que se bombea. Se ha intentado efectuar una modelización del tipo de aguas que generaría los eventos de recarga utilizando el código PHREEQC (Parkhurst *et al.*, 1999). Para poder comprobar si los resultados logrados son coherentes con el quimismo real, se ha comparado con uno de los eventos de dilución más significativos del periodo de seguimiento como ha sido el que tuvo lugar la primavera de 2004.

La modelación se ha realizado partiendo de los siguientes tipos de aguas:

1. Quimismo de la lluvia local, en este caso se ha utilizado el quimismo de la precipitación recogida en abril de 2004.

2. Agua de fondo correspondiente al agua almacenada en el acuífero y libre de influencia de agua de recarga
3. Agua diluida muestreada tras el evento de recarga (mayo 2004)

En el modelo propuesto considera que los materiales acuíferos están formados por calcita y dolomita. Los procesos hidroquímicos que intervienen han sido los siguientes:

1. Aportes atmosféricos concentrados por evaporación
2. Disolución de CO₂ atmosférico, del suelo y de la zona no saturada
3. Disolución de calcita y dolomita en sistema abierto (hasta el equilibrio)
4. Mezcla del agua de entrada por recarga con la de fondo con distintas proporciones

No se dispone de agua de recarga antes de que alcance la zona saturada del acuífero y se mezcle, por lo que ha habido que fijar ciertas condiciones para establecer un agua de recarga tipo, la cual no puede ser comparada con una muestra real, ya que no existe posibilidad de obtenerla. Para su estimación, primero se ha realizado una concentración del agua de lluvia y, posteriormente se establecieron las condiciones que el agua encontraría en el suelo y se impuso que se alcanzaba el equilibrio con la calcita a su paso por la zona no saturada.

El porcentaje de evaporación utilizado ha sido del 65%, valor coherente con el que resulta con la evaluación de la recarga mediante HIDROBAL y empleado en otros acuíferos carbonatados de la Cordillera Bética (Martos, 2008). La presión parcial del CO₂ del agua de lluvia de 10^{-3,5} atm se pasó a 10⁻³ atm, que es un valor frecuente para el tipo de suelo existente sobre el acuífero. La temperatura utilizada ha sido la temperatura media del Ventós-Castellar 17,48 °C. De esta forma se consiguió una composición del agua de recarga, que podría ser representativa del agua tras su paso por el suelo y el epikarst.

Finalmente, se ha simulado la composición química de la mezcla entre el agua de recarga con distintas proporciones de agua de fondo. Los resultados han quedado sintetizados en la tabla 17.

	10%	20%	30%	40%	50%	60%	65%	70%	80%	90%
HCO ₃ ⁻	265	247	229	210	192	174	164	155	137	119
Ca ²⁺	136	125	114	102	91	80	74	68	57	46
Cl ⁻	209	186	163	140	117	94	83	71	48	26
K ⁺	3	3	3	2	2	2	1,5	1	1	1
Mg ⁺	34	30	26	23	19	15	13,2	11	8	4
N ₂	8	8	7	6	5	4	3,3	3	2	1
Na ⁺	117	105	92	79	66	53	47	41	28	15
SO ₄ ²⁻	201	179	158	136	114	92	81	70	48	25

Tabla 17: Concentraciones resultantes de la mezcla del agua de fondo con proporciones diferentes del agua de recarga

A grandes rasgos se puede establecer que utilizando el cloruro como ion conservativo la relación de mezcla que más se aproxima al valor de la muestra real conlleva porcentajes que implican entre 60 y 70% de agua de recarga frente al 40-30% de agua de fondo del acuífero. Estos porcentajes de mezcla explican relativamente bien las concentraciones de cloruro, sulfato, magnesio y sodio, si bien quedan bastante alejadas de los iones bicarbonatos y calcio (Figura 75). Estas diferencias entre los iones bicarbonato y calcio suponen que las condiciones supuestas se alejan a las condiciones reales en el interior del acuífero para el sistema de disolución de los carbonatos.

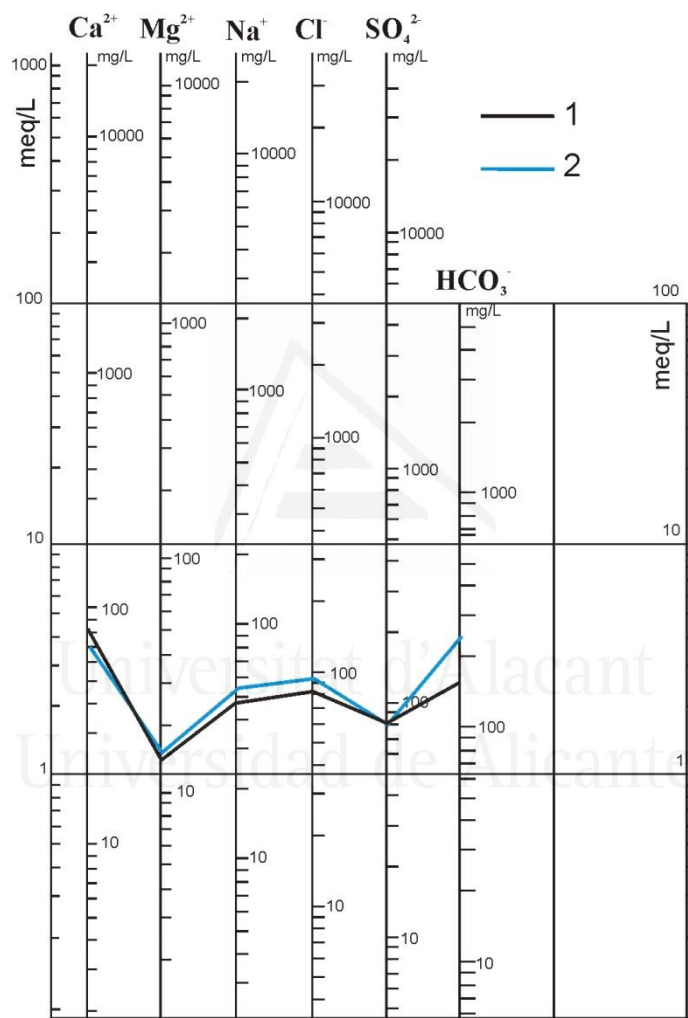


Figura. 75: Representación en el diagrama Schoeller-Berkaloff de la muestra resultante de la mezcla de agua de fondo y agua de recarga y de la muestra real tomada en mayo de 2004.

5.3.13. Calidad del agua del acuífero

Habitualmente la valoración de la calidad del agua depende del uso al que se destine, de forma que existen diferentes clasificaciones y normativas con valores umbrales o límites para los distintos parámetros fisicoquímicos, los cuales no deberían rebasarse para que un agua sea adecuada a un determinado uso. El agua extraída del

acuífero Ventós-Castellar se destina exclusivamente para el abastecimiento urbano de la localidad de Agost. Ello supone que debe cumplir los estándares de la Directiva 98/93/CE, y RD 140/2003 por el que se establecen los criterios de la calidad del agua de consumo humano.

Parámetro	Unidades	Valor límite
pH	Unidades de pH	Entre 6,5 y 9,5
Conductividad eléctrica	mScm ⁻¹ a 20°C	2500
Oxidabilidad	mgL ⁻¹ de O ₂	5
Cloruro	mgL ⁻¹	250
Sulfato	mgL ⁻¹	250
Sodio	mgL ⁻¹	200
Nitrato	mgL ⁻¹	50
Nitrito	mgL ⁻¹	0,5
Amonio	mgL ⁻¹	0,5
Arsenico	mgL ⁻¹	10
Tritio	mgL ⁻¹	100

Tabla18: Valores límite indicados por RD 140/2003 y valores límite obligados por la Directiva 98/93/CE.

Atendiendo a esta normativa la totalidad de los parámetros analizados en el presente estudio se encuentran por debajo de los límites exigidos, por lo que se puede considerar que el agua del acuífero Ventós-Castellar cumple con todos los estándares de parámetros fisicoquímicos exigidos para abastecimiento humano.

No obstante, cuando los acuíferos se explotan de manera forzada mediante bombeos, sus aguas pueden experimentar modificaciones en las características naturales químicas. Una de las metodologías para establecer y calibrar una posible alteración es mediante la utilización de indicadores del estado de la calidad. Existen varios indicadores capaces de detectar una posible alteración química, entre ellos se encuentran el índice de estado de calidad, el índice de evolución de la calidad y las tendencias de la evolución de los distintos parámetros.

El índice de estado o índice de calidad del agua (IGME, 2004) se define como el cociente entre la concentración del parámetro determinado analíticamente en la muestra objeto de estudio, y la concentración estándar asignada a dicho parámetro en el RD 140/2003 (Tabla 18).

$$IC_P = [P] / [V_L]$$

donde:

IC_P = Índice de calidad del estado químico del parámetro (p)

[P] = Concentración analítica real del parámetro. En este caso se han utilizado todas las analíticas efectuadas durante el periodo de seguimiento del acuífero (1999-2011).

[V_L] = Valor límite según el uso o valor umbral para el estado químico del parámetro (p). En este caso se ha utilizado los valores del RD 140/2003 (Tabla 19).

En función de los resultados obtenidos se diferencian las aguas según:

IC_p > 1 cuando el agua no es utilizable o presenta mal estado químico

IC_p = 1 aguas con concentraciones igual al umbral máximo o valor límite

IC_p < 1 agua utilizable o de buen estado químico

Los resultados del empleo de este índice para los 6 parámetros analizados y que se encuentran en el RD 140/2003 quedan sintetizados en la tabla 21. Por su parte, la figura 76 muestra la evolución que ha experimentado la conductividad eléctrica como parámetro representativo de la mineralización del agua.

Parámetro	Valor límite	IC _p	Clasificación
pH	9,5	0,73-0,82	< 1 Buen estado químico, utilizable
CE	2500	0,22-0,64	< 1 Buen estado químico, utilizable
Na⁺	200	0,23-0,88	< 1 Buen estado químico, utilizable
Cl⁻	250	0,26-0,97	< 1 Buen estado químico, utilizable
SO₄²⁻	250	0,29-0,99	< 1 Buen estado químico, utilizable
NO₃⁻	50	0,14-0,31	< 1 Buen estado químico, utilizable

Tabla 19: Valores del índice de estado (IC_p) para las aguas del acuífero Ventós-Castellar durante el periodo 1999-2011.

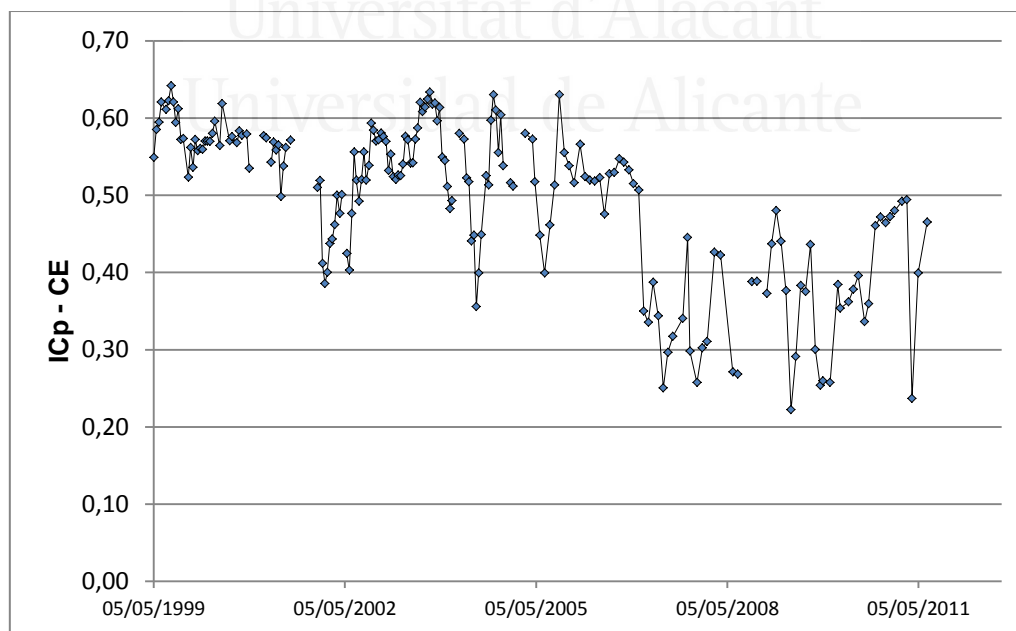


Figura 76: Evolución de los valores del índice de estado (IC_p) para en el periodo 1999-2011.

En definitiva, los IC_p calculados indican que el agua siempre se ha mantenido por debajo de los límites que marca la normativa y, por consiguiente, se puede catalogar como agua en buen estado químico.

Otro de los índices que pueden ser utilizados para estudiar la variación temporal de la calidad química es el denominado índice de estado de evolución química (IE_p). Éste viene definido por el cociente entre la diferencia de la concentración de un parámetro dado menos la concentración de su fondo natural y la diferencia entre la concentración máxima durante el periodo de control y su fondo natural.

$$IE_p = ([P] - [V_N]) / ([P_{Max}] - [V_N])$$

Siendo:

- IE_p = Índice de evolución del estado químico del parámetro (p)
 $[P]$ = Concentración del parámetro (p) en un momento dado
 $[P_{Max}]$ = Concentración máxima del parámetro durante el período de control
 $[V_N]$ = Concentración o fondo natural para el parámetro (p)

IE_p	Clasificación
$IE_p = 1$	Concentración igual a valor máximo
$0 < IE_p < 1$	Concentración comprendida entre valor máximo y mínimo
$IE_p = 0$	Concentración igual a valor mínimo
$IE_p < 0$	Concentración inferior al valor mínimo

Tabla 20: Clasificación según el índice del estado de evolución química.

El valor que tome el índice permite comparar el estado actual de este parámetro con respecto al periodo de seguimiento según la clasificación de la tabla 20.

El cálculo de este índice para la última muestra tomada durante el periodo de estudio (4/10/2011) ha permitido comprobar que los valores de IE_p para 5 de los 6 parámetros utilizados han dado valores negativos, lo que indicaría una concentración inferior al fondo natural. Únicamente el pH presenta un IE_p de 0,67, lo que significa que presentaba una concentración comprendida entre el valor del fondo natural y el máximo alcanzado en el periodo de control.

5.3.14. Modelo de regresión lineal para la conductividad eléctrica

Dado que la conductividad eléctrica del agua es un parámetro que se encuentra actualmente monitorizado en el acuífero del Ventós-Castellar, y su medida refleja la mineralización del agua, se ha intentado establecer la posible relación entre ella y otras

variables con el objeto de establecer un modelo sencillo capaz de inferir la misma ante posibles variaciones hidrodinámicas. Para ello, se ha realizado un estudio estadístico de regresión lineal múltiple.

Con la regresión lineal múltiple es posible determinar la relación entre una variable dependiente “Y” con un conjunto de variables independientes o predictoras (X_1, X_2, \dots, X_n). Este tipo de análisis es útil en sistemas complejos, ya que éstos pueden ser explicados por un conjunto de variables que participan en su concreción. Es frecuente que el conjunto de variables sean continuas aunque el método puede ser aplicado para relacionar una variable continua con un conjunto de variables categóricas, y una nominal con un conjunto de continuas. En el caso del estudio las variables son continuas.

La formulación matemática de estos modelos es:

$$Y = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n + b + \varepsilon$$

donde a_1, a_2, \dots, a_n , y b son parámetros a determinar y ε es el error también denominado residuo.

El empleo de la regresión lineal múltiple requiere de ciertas medidas estadísticas y supuestos a considerar:

1. El coeficiente de correlación múltiple al cuadrado o coeficiente de determinación. Este coeficiente establece la proporción o porcentaje de la variabilidad de la variable dependiente que es explicada por las variables explicativas. Son mejores los valores más altos, frecuentemente se dan como válidos valores superiores a 0,5
2. El coeficiente de determinación ajustado que mide lo mismo que el coeficiente de determinación, pero sin estar influenciado por el número de variables que son consideradas. Su estimación sigue el patrón del coeficiente de determinación.
3. El error típico de predicción que indica la parte de la variable dependiente que no se explica, el cual disminuye al aumentar el coeficiente de determinación.
4. Un análisis de los residuos o errores. En regresión lineal la distribución de la variable de residuos debe ser normal, es decir, los residuos observados y los esperados bajo hipótesis de distribución normal deben ser parecidos. También deben ser independientes. Para analizar la normalidad es posible utilizar la gráfica de residuales tipificados, los puntos se sitúan sobre la diagonal del gráfico para un buen ajuste. También se puede ver el gráfico de probabilidad normal.

Con el estadístico de Durbin-Watson se mide el grado de autocorrelación entre el residuo correspondiente a cada observación y el anterior. Se desea que los residuos sean independientes luego no debe estar influenciado. Valores del estadístico próximos a 2 indican que los residuos no están autocorrelacionados. Valores pequeños (próximos a cero) indican correlación positiva y mayores de 2 (próximos a 4) correlación negativa.

Mediante el programa estadístico SSPS se han determinado modelos de regresión lineal considerando la conductividad eléctrica como variable dependiente, siendo el resto variables independientes: precipitación, infiltración, nivel piezométrico, pH, calcio, magnesio, sodio, potasio, bicarbonatos, sulfatos, cloruro y nitratos. En total se han estimado 7 modelos con coeficientes de determinación entre 0,723 y 0,718 y con coeficientes de determinación ajustados entre 0,703 y 0,709, lo que pone de manifiesto unos ajustes semejantes entre los diferentes modelos.

A continuación se ha utilizado la opción backward (hacia atrás) de modo que es posible ir desestimando aquellas variables que no tenían una influencia significativa en el modelo. De las 12 variables inicialmente utilizadas se ha obtenido un modelo en el que sólo intervienen 6 variables independientes: nivel piezométrico, sodio, potasio, sulfato cloruros y nitratos. La tabla 21 muestra los resultados del modelo que incluye las variables con coeficientes significativos, ya que el estadístico estudiado t al 5% establece que el nivel de significación (Sig) es menor que 0,05.

Modelo	Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados				
	B	Error estándar	b	t	Sig.		
7							
	(Constante)	-855,569		258,221	-3,313	0,010	
	NP	5,834		1,074	0,350	5,434	0,000
	Na ⁺	2,500		0,585	0,290	4,270	0,000
	K ⁺	-36,141		15,024	-0,141	-2,406	0,170
	SO ₄ ²⁻	-5,802		1,069	-1,087	-5,429	0,000
	Cl ⁻	9,297		1,136	1,687	8,184	0,000
	NO ₃ ⁻	-16,104		6,620	-0,110	-2,433	0,016

Tabla 21: Coeficientes del modelo de regresión lineal múltiple para la conductividad eléctrica.

El estudio de la normalidad de los residuos o su aproximación se refleja en los siguientes gráficos.

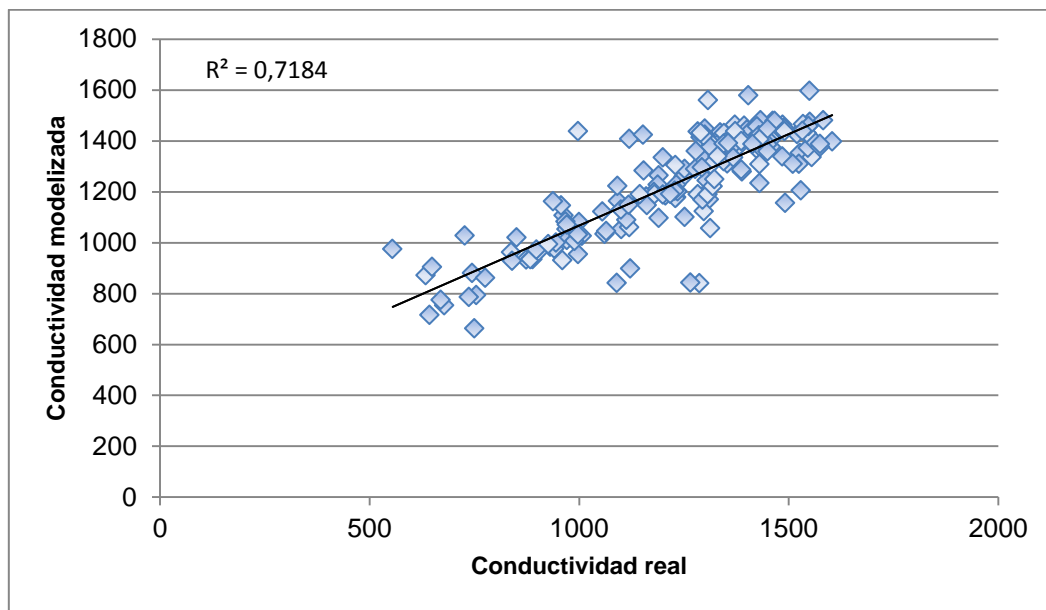


Figura 77: Representación de datos experimentales frente a estimados por el modelo lineal

La aplicación del test de Durbin-Watson, para la determinación de la independencia de los residuos, es para este modelo de 0,919, lo que indica que no está próximo ni a 0 ni a 4, por lo que la hipótesis de independencia se puede aceptar.

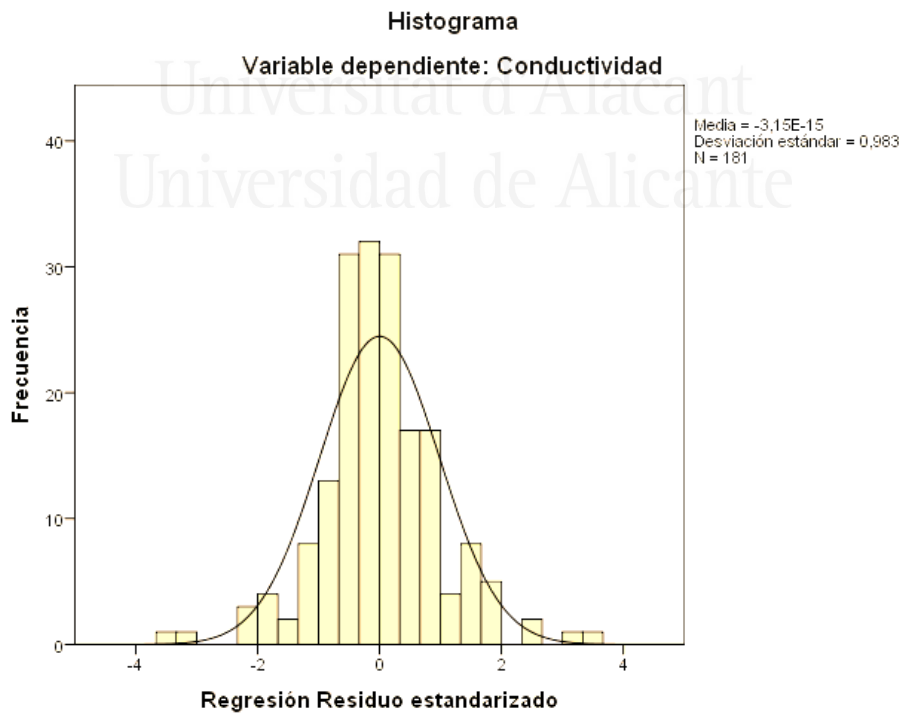


Figura 78: Histograma de los residuos

El estudio de la independencia de los residuos se ha llevado a cabo con la aplicación del test de Durbin-Watson, resultando para el modelo seleccionado un valor aproximado de 1 (0,919). Al no estar próximo a 0, ni a 4, no aceptaremos la existencia de correlación positiva o negativa.

Finalmente, se ha realizado también un análisis de la varianza (ANOVA). Este análisis permite saber si el modelo es adecuado. La tabla indica la variación total de la muestra descompuesta en la variabilidad explicada por la regresión y la residual. Anova determina el estadístico F con el que es posible contrastar la hipótesis nula de que R^2 es igual a cero, donde las variables no estarían correlacionadas. Si el p-valor asociado al estadístico F es menor que el nivel de significación (en general 0,05), se rechaza la hipótesis nula. Luego los resultados obtenidos a partir de la muestra se pueden generalizar a toda la población a la que pertenecen.

Modelo	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Media cuadrática	F	Sig.	
7	Regresión	7419490,322	6	1236581,720	73,987	0,000 ^h
	Resíduo	2908131,589	174	16713,400		
	Total	10327621,912	180			

Tabla 22: Análisis de varianza o ANOVA, $h =$ Predictores: (Constante), NP, Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl, NO_3^-

La figura 78 representa los valores de la conductividad obtenidos con el modelo de regresión lineal considerando 6 variables predictoras y los datos experimentales de la conductividad eléctrica y la modelada.

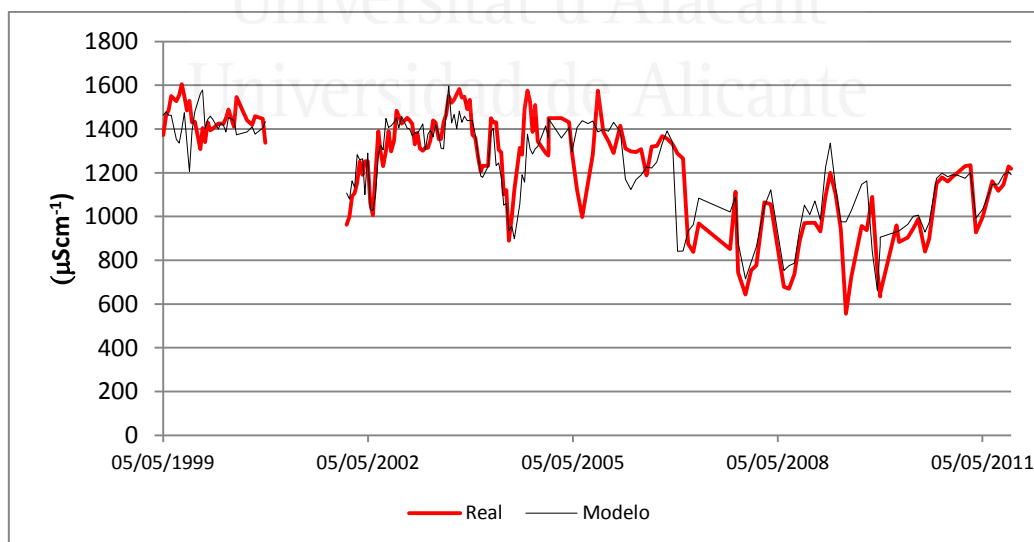


Figura 79: Coeficientes del modelo de regresión lineal múltiple.

5.3.15. Modelo conceptual del quimismo del agua

La entrada de agua al acuífero del Ventós-Castellar se produce únicamente por la parte de la lluvia que cae sobre los terrenos permeables aflorantes en el sector elevado del relieve, y se traduce en infiltración. El agua que recibe tiene un carácter bicarbonatado cálcico con una conductividad eléctrica media de 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cuando esta precipitación alcanza el suelo disuelve el dióxido de carbono y los ácidos existentes en el suelo, por lo que se vuelve agresiva frente a la roca que conforma el acuífero. A su paso a través del suelo, y en la zona más superficial de la roca disuelve las sales que el proceso de evaporación deja tras los eventos de precipitación que no se traducen en recarga.

Una vez el agua en el interior del macizo ataca y disuelve progresivamente los minerales que forman el acuífero (mayoritariamente calcita). La rápida reacción que presenta la disolución de la calcita significa que desde el momento que entra el agua en el acuífero comienza la disolución de la roca, lo que aumenta el desarrollo de las discontinuidades o conductos kársticos, y facilita el aumento de la velocidad de percolación y circulación por la zona no saturada.

La circulación del agua de recarga es muy rápida por la zona no saturada, después de varias horas de circulación alcanza la zona saturada, y en función del volumen de entradas experimenta un determinado aumento de nivel.

En la zona saturada existe un agua que presenta un mayor tiempo de residencia y se ha podido caracterizar como un agua de facies mixtas, cuyo valor medio de conductividad eléctrica están entre 1200 y 1400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y las concentraciones de sulfato y cloruro superan los 200 mg/L. Todo apunta que la mineralización de ese agua se debe a la disolución de la calcita de las rocas calizas, la disolución incongruente de dolomita, procedente de calizas dolomíticas y por último a la probable disolución de rocas evaporíticas, las cuales aunque no se observan en contacto directo en superficie, no se puede descartar que lo hagan en profundidad, ya que se encuentran en las inmediaciones el relieve del Ventós. Esta posible disolución de yesos podría desencadenar también el proceso de dolomitización, el cual suele ser frecuente en este tipo de acuíferos carbonatados de este mismo ámbito geológico y climático, si bien en este estudio no se ha podido confirmar. Ello explicaría el aumento de la relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$, sin llegar a valores cercanos a la unidad como cuando el acuífero está formado por dolomías. Estas aguas más mineralizada estaría emplazadas en las partes más profundas del acuífero, tal y como lo atestigua la testificación que se efectuó en el sondeo nº 2.

Pero el proceso más importante que muestra este acuífero es el de dilución de sus aguas como consecuencia de la llegada a la zona satura de agua de recarga. Cada pulso de entrada que provoca respuesta piezométrica significativa produce un efecto de dilución al mezclarse con la almacenada allí. Este efecto de dilución se manifiesta en la conductividad eléctrica y en todos los parámetros químicos con los que se ha trabajado en este estudio. Se han llegado a detectar hasta diluciones de la mineralización de casi un 70% en aquellos episodios más importantes. En todos los casos el patrón es semejante, es decir, se produce una mezcla total de tipo conservativo, de forma que los diferentes parámetros sufren una reducción de su concentración, y alcanzado el valor mínimo comienza su recuperación en busca del valor de fondo natural existente en el

acuífero. Dependiendo de las características meteorológicas a las que esté expuesto el acuífero, los valores de fondo se alcanzarán antes o después.

Este comportamiento del quimismo antes de los eventos de recarga se ha interpretado como consecuencia de la heterogeneidad del medio. Así, la existencia combinada de una red de conductos transmisivos en los que el agua procedente de la recarga es mucho menos mineralizada conjuntamente con unos bloques capacitivos, con agua más mineralizada, permitiría explicar esas variaciones de mineralización. Tras un evento de recarga el sondeo n°3 bombearía una mayor relación de agua procedente del elemento transmisivo, que dado su menor volumen a nivel de acuífero experimentaría una mayor dilución. Con el tiempo los bombeos extraerían agua con una aportación creciente del elemento capacitivo que tendría un quimismo representativo del agua de fondo del acuífero y por consiguiente eso explicaría que el agua fuese progresivamente acercándose a la mineralización establecida como fondo natural. Una vez alcanzada, ésta se mantendría más o menos estabilizada a pesar de las pérdidas de nivel que ha experimentado el acuífero.



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

6

CONCLUSIONES

El acuífero del Ventós-Castellar recibe una precipitación media de 290 mm, lo que indica que se encuentra ubicado en una de las partes más secas de la provincia de Alicante y del SE de España. La precipitación se caracteriza por una marcada irregularidad anual, siendo las diferencias de precipitación entre años secos y húmedos superiores a la media. En cuanto a su distribución a lo largo del año muestra una distribución bimodal típica del ámbito mediterráneo. Las mayores cuantías se registran en la época otoñal como consecuencia de que los eventos de corta duración y alta intensidad típicos de esta región, seguidos por las precipitaciones primaverales.

La temperatura media anual establecida para el área en la que se encuentra este acuífero ha sido de 17,8 °C. Los bajos valores de desviación estándar y coeficiente de variación de su serie de registro reflejan la escasa dispersión que muestra esta variable. Tampoco ha reflejado ninguna tendencia clara, por lo que puede considerarse que ha permanecido bastante estabilizada. En cuanto a las temperaturas medias mensuales oscilan entre los 25,6 °C de agosto y los 10,7 °C de enero.

La ETP anual media estimada por el método de Hargreaves y Samani ha mostrado un valor medio de 1039 mm/año, valor comprendido entre 1172 y 893 mm/año. Los mayores valores de ETP mensual corresponden al mes de julio con 176 mm y las menores a diciembre con 22 mm. Por su parte, la ETR anual media teniendo en cuenta la vegetación es de 158 mm, valor comprendido entre el máximo alcanzado en el año 1988/89 con 263 mm y el mínimo de 90 mm del año 1994/95.

El acuífero del Ventós-Castellar se desarrolla básicamente sobre las calizas micríticas pertenecientes al Cenomano-Turoniense, si bien, los cambios litológicos entre los distintos terrenos que conforman el muro y el techo de las calizas acuíferas son graduales, de manera que el tramo terminal de los terrenos carbonatados del Cretácico Inferior y el tramo basal de calizas blancas del Cretácico Superior formarían parte del sistema acuífero. La potencia total del acuífero es algo inferior a 100 m.

Su geometría coincide prácticamente con los relieves del Ventós y Castellar quedando aislado de otros acuíferos al ponerse en contacto con terrenos impermeables de carácter margoso tanto del Cretácico Inferior como Mioceno. También se encuentra aislado en profundidad a causa de la falla del barranco Blanco que desconecta el

acuífero hacia el W. Ello significa que el acuífero presenta unas dimensiones muy pequeñas con una superficie de 7 km² y un área de recarga en torno a 5 km². Esto hace que sean pocos los puntos de agua relacionados con este acuífero, actualmente solo se aprovecha un único sondeo.

La dinámica a la que ha estado sometido este acuífero ha generado una bajada de los niveles que responde a unas extracciones continuas y una recarga modesta como consecuencia de las escasas precipitaciones que recibe. Ello ha ocasionado que actualmente presente una desaturación de 63 m. Su evolución piezométrica muestra que durante los periodos secos se producen pérdidas de nivel, las cuales se interrumpen bruscamente por episodios de recuperación puntual de mayor o menor magnitud. El seguimiento piezométrico automatizado ha permitido observar una total correspondencia entre los dos puntos acuíferos y una rápida respuesta del nivel frente a las precipitaciones eficaces.

La recarga anual estimada para el periodo 1980-2012 se sitúa en un valor medio de 43 mm/año, habiendo oscilado entre 187 mm para el año 2008/09 y 7,2 mm para 1994/95, lo que supone un coeficiente de infiltración medio del 15,1%; no obstante, este coeficiente es inferior al 10% en un gran número de años.

En cuanto al balance del acuífero se han estimado unas entradas medias de 216.000 m³/año, mientras que las salidas, las cuales se han reducido ligeramente en los últimos años, presentan un valor medio de 180.000 m³/año. Esto indica que el acuífero ha cambiado su situación en los últimos años y se encuentra en un estado que podría considerarse de equilibrio o ligeramente excedentario.

El agua de lluvia que recibe este acuífero presenta una mineralización muy débil con una conductividad eléctrica media de 60 µS/cm. No obstante, se observa un amplio rango de oscilación, lo que pone de manifiesto una importante variabilidad de la mineralización de la precipitación. Los iones más representativos son el bicarbonato y el calcio, lo que hace que la facies predominante corresponda a aguas bicarbonatadas cálcicas.

Las aguas del acuífero Ventós-Castellar presentan una conductividad eléctrica media de 1243 µS/cm, un pH de 7,3, y una temperatura de 23,8° C. Los iones mayoritarios son el calcio y el bicarbonato, tal y como corresponde a este tipo de acuíferos carbonatados; no obstante, la presencia de iones sodio, sulfato y cloruro en cantidades relativamente significativas hace que la facies sea mixta.

La aplicación de diferentes herramientas hidroquímicas conjuntamente con el análisis de toda la información recopilada ha permitido caracterizar las aguas almacenadas en el seno del acuífero o reservas. Se trata de lo que podría considerarse fondo natural del quimismo del agua. Este agua presenta una mineralización ligeramente mayor con una conductividad media de 1455 µS/cm, y de facies idéntica a la establecida para todo el periodo de seguimiento. Este agua se sitúa en la parte basal del acuífero, donde la tasa de renovación es menor.

A pesar de que los bombeos llegaron a desaturar más de 80 m de zona saturada (aproximadamente un 40% del total) durante más de 30 años de explotación, el quimismo del agua de este acuífero no ha experimentado cambio alguno.

La mineralización de las aguas del acuífero Ventós-Castellar se debe fundamentalmente al proceso de disolución de las calizas que constituyen el acuífero. No obstante, la elevada presencia de iones sulfato y cloruro se relaciona con la disolución de rocas evaporíticas, las cuales podrían estar asociadas a los depósitos triásicos existentes en el entorno del acuífero.

Todo apunta a que otros procesos hidrogeoquímicos como la disolución incongruente de la dolomita o incluso procesos de dedolomitización podrían también producirse en el seno del acuífero y afectar a la composición química que presentan esta agua. No obstante, este último no ha podido confirmarse en el presente trabajo.

La mezcla del agua almacenada en el acuífero con el agua de recarga tras los eventos lluviosos eficaces es el proceso más visible en la mineralización del agua de este acuífero. Este efecto provoca unas diluciones del quimismo más o menos acusadas en función de la magnitud de las entradas. Este proceso muestra un patrón generalizado en la que la mineralización experimenta una disminución rápida de todos los iones seguida de una recuperación hacia el quimismo de fondo natural. Este comportamiento se ha explicado como consecuencia de la diferencia de comportamiento hidrodinámica entre los elementos transmisivos y capacitivos del acuífero.

A pesar de las escasas evidencias de karstificación superficial que muestra este relieve, el acuífero que constituye presenta un comportamiento hidrodinámico muy rápido y un comportamiento hidroquímico altamente variable. Ambos factores indican que se trata de un macizo fuertemente karstificado en su interior, en la que coexisten vías preferenciales de flujo extremadamente rápido con bloques de dinámica más retardada.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

REFERENCIAS

ABDELLI, F., (1999): Análisis comparativo de la contribución de distintas comunidades vegetales a la distribución del agua de lluvia a la conservación del agua en el suelo y la recarga de acuíferos en medio semiáridos. Master of Science. CIHEAM, 177 p.

ABUSAADA, M., y SAUTER, M., (2013): Studying the flow dynamics of a karst aquifer system with an equivalent porous medium model. *Groundwater* 51(4): 641–650.

AGNEW, C., and CHAPPELL, A., (1999): "Using the SPI to identify drought." *Drought* 12, no. 1/2000 : 6-12. Escholar ID.

AHR, W. M., et. al, (2005): Confrontando en intrincado tema de los carbonatos. *Oildfield Review*, 17(1), 20-43.

ALLEN, R. G., et. al, (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper nº 56, Roma.

ANDREU, J.M., (1997): Contribución de la sobreexplotación al conocimiento de los acuíferos kársticos de Crevillente, Cid y Cabeçó d'Or (provincia de Alicante). Tesis de doctorado. Universidad de Alicante, 477 p.

ANDREU, J.M., GARCIA-SÁNCHEZ, E., PULIDO-BOSCH, A., BELLO, J., CHIRINO, E., ORTIZ de URBINA, J.M., (2001): Caracterización del funcionamiento y la recarga del acuífero del Ventós (Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 3-4.

ANDREU, J.M., DELGADO, J., GARCIA-SÁNCHEZ, E., PULIDO-BOSCH, A., BELLOT, J., CHIRINO E., ORTIZ de URBINA, J.M., (2002): Influencia de los episodios recientes en la recarga del acuífero del Ventós-Castellar (Alicante). *Geogaceta*, 31: 63-66.

ANDREU, J.M., PULIDO-BOSCH, A., GARCÍA SANCHEZ, E., VALLEJOS, A., BELLOT, J., CHIRINO, E., (2005): Contribución del Control Automatizado de la Piezometría a la Mejora de la Gestión del Acuífero del Ventós Castellar.

ANDREU, J.M., (2004): Jornadas Internacionales: De la toma de datos y la realización de modelos de agua subterránea a la gestión integrada International Workshop: From data gathering and groundwater modelling to integrated management Alicante, Spain, AIH-GE

ANDREU, J.M., GARCIA SÁNCHEZ, E., CARRATALÁ, A., SANZ, M.J., PULIDO-BOSCH, A., BELLOT, J., y VILLACAMPA, L., (2006): Influencia de los eventos de recarga en la hidrogeoquímica del acuífero del Ventós-Castellar (Alicante). /Geogaceta/ N°39 Enero 2006. 91-94 pp

ANDREU, J.M., MARTINEZ-SANTOS, P., PULIDO-BOSCH, A., GARCIA-SÁNCHEZ, E., (2010): Resources assessment of a small karstic Mediterranean aquifer (South-Eastern, Spain), Edited by: B. Andreo et al., Advances in Research in Karst Media. ISBN 978-3-642-12485. 13-18 p.

ANDREU, J.M. et. al, (2012): El papel del suelo y la vegetación en la estimación de la recarga del acuífero del Ventós (Alicante). Geogaceta N°51, 2012.

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

ANTIGÜEDAD, I., MORALES, T., URIARGTE, J.A., (2007): Los acuíferos kársticos. Casos del País Vasco. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 15.3: 325-332.
APPELO, C.A.J., and POSTMA, D., (1993/1999): Geochemistry, groundwater and pollution. Ed.: A.A. Balkema. Rotterdam. Brookfield. 536 pp.

ARAGON, R., RODRIGUEZ, L., BARBA-ROMERO, J., OREJUDO, E., GARCÍA-SÁNCHEZ, E., VÁZQUEZ, E., MARTÍ, E., CATALÁN, J.M., (1992): Normas de explotación del Acuífero de Ventós-Castellar. Instituto Tecnológico Geominero de España-Excma. Diputación Provincial de Alicante, 117 p. (informe interno).

ATKINSON, T.C., (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain) Journal of Hydrology, 35, 93-110.

AUSTIN, M., (1982): Climatología. Ed. Omega Barcelona.

AZEMA, J., (1977). Etude Geologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et Murcie (Espagne). PhD. Thesis Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 395 pp.

AZORIN MOLINA, C., (2005): Situación atmosférica de "heat burst" en la provincia de Alicante. Ería, 67, pp. 237-254.

BAKALOWICZ, M., (1979): Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et la karstification. Tesis Doct. Sci. Nat., París 6, 269 p.

BAKALOWICZ, M., y JUSSERAND, (1987): Étude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques. Cas de la grotte de Niaux (Ariège, France). Bull. Centre d'Hydrogéol, 7: 265-283.

- BAKALOWICZ, M., (1995): La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogeologie*, 4: 3-21.
- BAKALOWICZ, M., (2005): Karst groundwater : A challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. Vol 13. N°1, march 2005.
- BARBA-ROMERO, J., DOMÍNGUEZ, J.A., (2004): Revisión hidrogeológica del perímetro de protección e las captaciones de abastecimiento de la localidad de Agost (Alicante), TEYGESA.
- BARBERÁ, J.A., (2014): Investigaciones hidrogeológicas en los acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda (Málaga). Tesis Doctoral Universidad de Málaga, p 620
- BARBERÁ, J.A., y ANDREO, B., (2012): Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records. *Environ Earth Sci* 65:2337–2349.
- BAYO, A., et. al, (1986): Ensayo sobre las disversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación. In: *Jorn. Karst en Euskadi*. San Sebastian: 255-340.
- BELLOT, J., SÁNCHEZ, J.R., CHIRINO, E., HERNÁNDEZ, N., ABDELLI ,F., MARTÍNEZ ,J.M., (1999): *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 24, 353-357.
- BELLOT, J., BONET, A., SÁNCHEZ, J.R., CHIRINO, E., (2001): Likely effects of land use on the runoff and aquifer recharge in a semi-arid landscape using a hydrological model. *Landscape and Urban Planning* 778:1-13.
- BELLOT, J., and CHIRINO, E., (2013). Hydrobal: An eco-hydrological modelling approach for assessing water balances in different vegetation types in semi-arid areas, *Ecol. Model.*, 266, 30-41
- BENAVENTE, J., et al., (2004): Hidroquímica de acuíferos kársticos. Investigaciones en sistemas kársticos españoles. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas, nº 12. 139-159.
- CAPEL, J.J., (1981): Los climas de España. Oikos- Tau, S.A. Barcelona, 429 p.
- CARDENAL, J., (1993): Hidrogeología del Sector de Lújar-Albuñol (provincia de Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Granada 403 pp.
- CARDOSO DA SILVA, G., (1997): Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca. Tesis doctoral, UPC, Barcelona 1-376.
- CARRATALÁ, A., (1993): Caracterización Química de la Precipitación en la Comunidad Valenciana: Distribución Espacial y Temporal. Tesis Doct. Univ. Alicante, 232 p.

CAVANILLES, A. J., (1795-1797): Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia. Valencia, 1981. Reproducción facsímil de la edición de Madrid. Imprenta Real, 2 vols, 582 p.

CHIRINO, E., (2003): Influencia de las precipitaciones y de la cubierta vegetal en el balance hídrico superficial y en la recarga de acuíferos en clima semiárido . Tesis Doctoral, Univ. de Alicante, 387 p.

CRUZ-SANJULIÁN, J., (1976): Sobre la temperatura límite del termalismo. *Tecniterrae*, (12), 45- 54.

CONSELLERIA DE AGRICULTURA (2012): Agricultura y desarrollo rural, Generalitat Valenciana

CUADRAT, JOSSE M^a, y PITA M^a FERNANDA, (2006): Climatología. Edt. Cátedra UCM. Madrid.

CUEVAS, J., (2013): Caracterización microclimática e hidrogeoquímica de la Cueva de Canalobre (Busot, Alicante). Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante.

CUSTODIO, E., LLAMAS, M.R., (1983-1997): Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona, 2 vols: 1-2350.

CUSTODIO, E., (1986): Hidroquímica del karst. In: *Jorn. karst en Euskadi*. San Sebastián: 131-179.

CUSTODIO, E., (1989): Consideraciones sobre la sobreexplotación de acuíferos en España. In "La Sobreexplotación de Acuíferos" Pulido Bosch *et al.* (Eds.), *Temas Geológico-Mineros*, 10: 43-64.

CUSTODIO, E. (1999): Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de perforaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 110(4), 27-45.

CUSTODIO, E., (2002): Aquifer overexplotation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*, 10, 2: 254-277.

DE LUIS, M., et al., (2000): Spatial análisis of rainfall trends in the region Valencia (East Spain). *International Journal of Climatology* 20, 1451-1469.

DOERFLIGER, N., ZWAHLEN F., (1996): EPIK: A new method for the delineation of protection areas in karstic environment. *Int. Symp. on karst water and environmental impact*, Antalya, Turkey

DPA. (1982): Las aguas subterráneas en la provincia de Alicante. Informe Interno.

DPA. (1992). Departamento del Ciclo Hídrico de la Diputación Provincial de Alicante. Mapa del agua 1992.

DPA. (1997): Informe final del bombeo de ensayo en el pozo Ventós para el abastecimiento urbano de Agost (Alicante). Informe interno.

DPA. (2007): Departamento del Ciclo Hídrico de la Diputación Provincial de Alicante. Mapa del agua 2007.

DROGUE, C., (1980): Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés, fissurés. Application á l'interprétation des certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. Mém. h. sér. Soc. Géol, France, 11: 101-108.

DURAN, J.J., et.al, (1998): Distribución, caracterización y síntesis evolutiva del karst en Andalucía. In: Karts en Andalucía. ITGE: 13-19.

EINSIED, F., (2005): Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. Journal of Hydrology, 312(1), 312-321.

EESD. (2003): Natural Baseline Quality in European Aquifers: A Basis For Aquifer Management. Final Contract Report. Energy Environment And Sustainable Development European Commision.

EVREN. (2000): Estudio para la delimitación del perímetro de protección de las captaciones de abastecimiento a Agost (Alicante). Informe inédito.

FAKHRY, A. A., PHILIP, E. L., TRAVIS, H. H.,(2004): Field methods for geologists and hydrogeologists. Springer, Berlin, 378 pp.

FERNÁNDEZ, F. et. al, (2008): Olas de Calor e influencia urbana en Madrid y su area metropolitan. Estudios Geográficos, Vol. 69, N° 265.

FONT, I., (1983): Climatología de España y Portugal. INM, MTTC. Madrid. pp. 296

FORD D., y WILLIAMS, P.W., (1989): Karst geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.

FORD, DC, Wiliams, P.W., (2007): Karst hydrogeology and geomorphology . Wiley, Chichester. UK.57 pp.

FREEZE, R. A., y CHERRY, J.A., (1979): Groundwater . Prentice-Hall. 604 pp.

GARCIA, J.C., et. al, (2004): El Clima entre el Mar y la Montaña. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, nº 4, Santander.

GARCIA DE PEDRAZA, L., y PEIJA, A., (1994): Tiempo y clima en España: meteorología de las autonomías. Ed. Dossat 200, Madrid, 410 p.

GARCIA MAYOR, A., (2008): Tesis Doctoral : El papel de la dinámica fuente-sumidero en la respuesta hidrológica, a varias escalas, de una zona mediterránea semiárida. Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante. Mayo 2008.

GIL-OLCINA, A., (2010): Clima e hipótesis de cambio climático en la región geográfica del sureste ibérico. Biblioteca virtual Miguel Cervantes.

GIL-OLCINA, A., et. Al. (1999): Cartografía Temática de las Tierras Alicantinas. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante. Abril 2010.

GIMENEZ-FORCADA, E., (1994): Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica. 1994.

GIWG. (2004): Development of ground water indicators for second edition of the World Water Development Report. Third version (Draft). Groundwater Indicators Working Group. Unesco. Paris

GOLDSCHIEDER, N., DREW, D.P., (2007): Methods in karst hydrogeology. Taylor & Francis, London 262 p.

HANSHAW, y BACK, W., (1979): Major geochemical processes in the evolution of carbonate- aquifer systems. J. Hydrology, 43: 287-312.

HARGREAVES, G.H., y SAMANI, Z.A., (1985): Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Eng. in Agric., 1(2): 96-99.

IGLESIAS, M., (1999): Caracterización hidroquímica del flujo del agua subterránea en el Albario, Doñana (Huelva). Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona 258 pp.

IGME. (1979): Informe sobre la captación de aguas subterráneas para el abastecimiento urbano de Agost (Alicante), Informe interno. 62 p.

IGME. (1986): Testificación del sondeo Tabarias (Agost, Alicante). Informe interno

IGME-DPA. (1988): Normas de Explotación del Sistema Acuífero Ventón Castellar para el Abastecimiento del Núcleo Urbano de Agost (Alicante).

IGME. (1995): Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización.

IGME-DPA. (2003): Determinación de las Reservas Útiles en Acuíferos de Abastecimiento Público 2ª. Fase. García J.L., Aragón R., Hernandez L,

IGME. (2004): Indicadores sobre el estado cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas. Aplicaciones al acuífero carbonatado de la sierra de Estepa. Instituto Geológico Minero de España. Madrid.

- IGME-DPA. (2007): Aragón R. et al. Síntesis Hidrogeológica de los Acuíferos Agost-Montnegre .
- INE. (2012): Instituto Nacional de Estadística. Censo de población de derecho. www.ine.es
- IPCC. (2007): Cambio climático 2007, Informe de síntesis. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Organización Meteorológica Mundial, ISBN 92-9169-322-7. CH-1211 Ginebra 2 Suiza.
- JORRETO, S., MARTOS, F. S., & BOSCH, A. P. (2007): Desalación y sostenibilidad de acuíferos costeros. El caso del delta del río Andarax. Boletín Geológico y Minero, 118, 695-708
- KIRALY, L., (2003): Karstifikation and groundwater flow. Speleogenesis Evol Karst Aquifers 1:1-26.
- KIRALY, L., (1975): Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques In: Hydrogeology of karstic terrains. Int. Unión Geol Sci., B, 3: 53-67.
- LAMBÁN, J., (1998): Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la unidad Anóia (Cordillera Prelitoral Catalana). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 1-206.
- LARRUZEA, I. F., y ANTIGÜEDAD, I., (2002): Localización de aportes de agua y evidencias de flujos verticales en pozos a partir de diagráfias de conductividad y temperatura. Unidad calizas de Subijana (País Vasco). En: B. Andrero (Ed.) Karst and Environment, 161-166.
- LASTENET, R, MUDRY, J, (1997): Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. Environ Geol 32:114–123
- LAURENT, E., (1985): Reflexions sur la protection des aquífers karstiques et sur des activités humaines génératrices de karst accélérés. Les exemples du Tournaisis et de la Gileppe. An. Soc. Geol. 108 pp. 125-135 Belgique.
- LAWRENCE, A.R., LLOYD, J.W., MARSH, J.M., (1976): Hydrochemistry and ground-water mixing in part of the Lincoln shire Limestone aquifer, England. Ground Water, 14 (5).
- LECLERC, J., (1971): Étude géologique du massif du Maigmo et ses abords (province d'Alicante-Espagne). Tesis doctoral, Université de París, 128 p.
- LECLERC, J., y AZEMA, J., (1976): Le Cretacé dans la région d'Agost, province d'Alicante-Espagne et ses accidents sédimentaires. Cuadernos de Geología Universidad de Granada, 7: 35-51

- LERET, G., NUÑEZ, A., COLODRÓN, I., MARTÍNEZ del OLMO, W., (1976): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 871 (Elda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 Plan MAGNA, IGME.
- LLAMAS, M.R. et. al, (2001): Aguas subterráneas, retos y oportunidades. Fundación Marcelino Botin. Ed. Mundi-Prensa
- LLOYD, J.W., HEATHCOTE, J.A., (1985) : Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. An introduction. Ed. : Clarendon Press. 296 pp. : Oxford.
- LLOYD-HUGHES, B., and SAUNDERS, M.A., (2002). "A drought climatology for Europe". *International Journal of Climatology*, 22, pp. 1571- 1592
- MANGIN, A., (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse Dijon Ann. Spéléo.* 29, 285-332, 495-601; 30, 21-124.
- MANZANO, M. et. al, (2004) : El fondo natural del agua subterránea. Definición, establecimiento y papel en la Directiva Marco del Agua. En. VIII Simposio de Hidrogeología. Asociación de Hidrogeólogos, Zaragoza, 26, 223-237.
- MARTIN-ALGARRA, et. al, (2004): Las Zonas Internas Béticas. En: J.A. Vera (editor) *Geología de España*. SGE-IGME.
- MARTIN, L.E., (1990): Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of Northwestern Yucatán, México. PhD Thesis, Northern Illinois University, DeKalb, IL, USA. 170 pp.
- MARTINEZ-ALFARO, et. al, (2006) : Fundamentos de Hidrogeología. Ediciones Mundi-Prensa 284 pp. Madrid. 2006.
- MARTINEZ-SANTOS, P., ANDREU, J.M., (2010): Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers. *Journal of Hydrology* 388: 389-398.
- 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 sierra de Estepa (Sevilla). Tesis Doctoral Universidad de Granada, Dep. Geodinámica.
- MEJUTO, M.F., RODRIGUEZ L., (2006): Sistema de diagnóstico, evaluación, control y planificación de recursos hídricos e infraestructuras de abastecimiento. Aplicación en la provincia de Alicante. Publicaciones del I.G.M.E.. Serie Hidrología y aguas subterráneas nº19. Madrid 2006.
- MCKEE, T. B., DOESKEN, N.J., KLEIST J., (1995): Drought monitoring with multiple time scales. Ninth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan15-20, 1995, Dallas TX, pp.233-236.

- MILLAN, M.M., ESTRELLA, M.J., CASTELLES, V., (1995): Torrential precipitations on the Spanish east coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research* 36:1-16.
- MILLAN, M.M., et. al, (2005): Rainfall components : variability and spatial distribution in a mediterranean área (Valencia región). *Journal of Climate* 18: 2682-2705.
- MOLINA, E., et. al, (2005): The Cretaceous/ Paleogene boundary at the Agost section revisited: paleoenvironmental reconstruction and mass extinction pattern. *Journal of Iberian Geology*, 31 (1), 135-148
- MORAL, F., (2005): Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra del Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura). Universidad Pablo de Olavide. Sevilla 458 pp.
- MORENO, L y DE LA LOSA, A., (2009): INAQUAS. Utilidad para la Interpretación de Anaálisis QUímicos de Aguas Subterráneas. Versión 1.9 Manual de Uso. IGME, 73 p.
- MUDARRA M., (2012): Relative importance of the saturated at the undsaturated zones in the hydrogeological functioning of karts aquifers : The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263-280.
- MUDRY, J., (1987): Apport du traçage physico–chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. PhD Thesis, University of Franche-Comté, Besançon (France), p 378.
- MUDRY, J., (1990): Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie-Mémoire n° 4 - 1987
- OLCINA, J., y RICO, M., (2000): Estudios sobre lluvias torrenciales e inundaciones en la provincia de Alicante 1982-1999. Serie Geográfica N°9-2000:71-92. ISSN-1136-5277.
- OLIVER, J.E., (1980): Monthly precipitación distribution: a comparative index. *Professional Geogr.* 32 : 300-309.
- PADILLA, A., y PULIDO-BOSCH, A., (1986): El programa EVADIA para estimación automática de la lluvia útil. En: Simposio del Agua en Andalucía: SIAGA-86. Granada. II: 631-636.
- PADILLA, A., et. al, (1994): Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Groundwater*, 32(2), 267-277.
- PANADERA, J.M., y NUET, J., (1989): El clima, les aigües del Paisos Catalans In: Geografía física dels Paisos catalans. Ed. Ketres, 226 p.
- PARDO, A., y RUIZ, M. A., (2002): SPSS 11. Guía para el análisis de datos. Madrid: McGraw-Hill. ISBN 9788448137502.

PARKHURST y APPELO (1999): User's Guide to PHREEQC (Versión 2). A computer program for speciation, batch-reaction one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geological Survey, 310 pp.

PARKHURST, D.L., and APPELO, C.A.J., (2013): Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3-A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. Chapter 43 of Section A, Groundwater Book 6, Modeling Techniques. Techniques and Methods 6–A43 U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey

PEÑARROCHA, D., et. al, (2002): Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: the Valencia Region. *International Journal of Climatology* 22: 677-695.

PERNIA, J. M., et. al, (2005): Indicadores e índices sobre el estado cuantitativo de las aguas subterráneas en función del nivel piezométrico. Aplicación al acuífero de la sierra de Estepa. VI Simposio del Agua en Andalucía. 843-853.

PERRIN, J., (2003): A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer base on spatial and temporal variations of natural tracers. PhD Thesis, University of Neuchatel, Switzerland.

PLA, L., (1986): Análisis multivariado: método de componentes principales. Departamento de Asuntos Científicos y Tecnológicos, OEA. Eva V. Chesneau, SGO de la OEA, Washington, D.C

PLUMBER, L.N., (1975): Mixing of seawater with CaCO₃ groundwaters. *Geol.Soc. Am. Mem.* 142:19-36.

PLUMER, L.N., (1979): Defining reactions and mass transfer in part of the Floridan aquifer. *Water Resources Research*, 13, 801-812.

PULIDO-BOSCH, A., MORELL, I., ANDREU, J.M., (1996): Modifications hydrogéochimiques provoquées par la su explotación d'un aquifer karstique. *C.R. Acad. Paris*, 323 II) a: 313-318.

PULIDO-BOSCH, A., (1999): Implicaciones de la utilización intensiva de las aguas subterráneas y la sobreexplotación de acuíferos en la gestión actual y futura, desde el punto de vista del administrado. In: *Las Aguas Subterráneas en la Ley de Aguas Española: un Decenio de Experiencia*. Murcia: 179-190.

QUINN, J. J., TOMASKO, D., & KUIPER, J. A., (2006): Modeling complex flow in a karst aquifer. *Sedimentary Geology*, 184(3), 343-351.

RICO, A.M., (1994): "Sobreexplotación de aguas subterráneas y cambios agrarios en el Alto y Medio Vinalopó (Alicante)". Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante. Murcia 276 pp.

- RODIER, J., (1981): Análisis de las aguas. Ed. Omega S.A. Barcelona 1981.
- RODRIGUEZ-ESTRELLA, T., (1977). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante I. Estratigrafía. Boletín Geológico y Minero, 88: 183-214.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., y GÓMEZ DE LAS HERAS, J., (1987): Principales características de los acuíferos kársticos en la provincia de Alicante. *Jorn. Karst. Euskadi*, II. San Sebastian: 205-221.
- RODRIGUEZ- ESTELLA, T., (2002): Sobreexplotación de acuíferos y desertificación en el Sureste Español. *International Symposium Aridy, salinization and high production agriculture in south eastern Spain*. Fundación Areces. Cartagena.
- RODRIGUEZ-ESTRELLA, T., (2003): Propuesta de modificación del perímetro de protección de las captaciones de abastecimiento a Agost (Alicante). Universidad Politécnica de Cartagena. Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica. Inédito.
- SAMPER, J., (1998): Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, calibración e incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero: Hidrología subterránea*. Vol. 109-4 (347-370).
- SCANLON, B.R., HEARLY, R.H., COOK, P.G., (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18–39.
- SCHOELLER, H., (1962) : Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris, 1962.
- SCHOELLER, H., (1969): Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). *Hydrogéologie des roches fissurées*. *Simp A/HS Dubrownik*, I: 3-20.
- SMITH, J., (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27, 75-113.
- STANDARD METHODS FOR THE EXAMINATION OF WATER AND WASTEWATER. (2013): 22 nd. American Public Health Association.
- TEYGESA. (2004): Caracterización geométrica de acuíferos. Funcionamiento hidrogeológico. Provincia de Alicante. En *Catálogo de proyectos IGME 2004*, pp 45. Boletín informativo.
- TOUHAMI, I. (2007): Análisis comparativo entre varios métodos de estimación de recarga en ambientes semiáridos caso del acuífero Ventós-Castellar. Tesis de Máster. CIHEAM-Zaragoza, 176 p.

TOUHAMI, I., et al., (2008): Contribución de algunos eventos de recuperación al conocimiento de la recarga en el acuífero del Ventós (Alicante). *Geo-Temas* 10, 2008 (ISSN : 1567-5172).

TOUHAMI, I., ANDREU, J.M., CHIRINO, E., SANCHEZ, JR., MOUTAHIR, H., PULIDO-BOSCH, A., MARTÍNEZ-SANTOS, P., BELLOT, J., (2014): Recharge estimation of a small karstic aquifer in a semiarid Mediterranean region (southeastern Spain) using a hydrological model. *Hydrol Process* 27, 2:165-174

TOUHAMI, I., ANDREU, J.M., CHIRINO, E., SÁNCHEZ, JR., MOUTAHIR, H., PULIDO-BOSCH, A., MARTÍNEZ-SANTOS, P., BELLOT, J., (2014): Hydrological Sciences Journal Comparative performance of soil water balance models in computing semi-arid aquifer recharge, *Hydrological Sciences Journal*, 59, 1: 193-203

TOUHAMI, I., (2014) Estimación del balance hídrico y de la recarga en el acuífero Ventós-Castellar (SE España). Efectos del cambio climático. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante pp 212

VERA, J., y LIPPONEN, A., (2007): Groundwater resources sustainability indicators. UNESCO. Paris 114,pp.

VERA, J.A., (2004): Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890p.

WHITE, W.B., (1988): Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford University Press, New York, 464 p.

WHITE, W. B., (2002): Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering geology*, 65(2), 85-105.

WORTHINGTON, S. R., (1999): A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. *Karst modeling: special publication*, 5, 30-37

WRAY-35, (1995): The water resources of Yemen. Sana'a , General Department of Hydrology, Republic Yemen, TNO Institute of Applied Geoscience, and Kingdom of the Netherlands.

Anexo

Valores de las variables hidrometeorológicas y resultados analíticos de las aguas subterráneas.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Variables hidrometeorológicas

Información pluviométrica (mm) de la estación E-1

1980/81	226
1981/82	359
1982/83	323
1983/84	277
1984/85	234
1985/86	289
1986/87	172
1987/88	476
1988/89	556
1989/90	389
1990/91	255
1991/92	218
1992/93	277
1993/94	166
1994/95	105
1995/96	314
1996/97	415
1997/98	227
1998/99	173
1999/00	159
2000/01	308
2001/01	328
2002/03	185
2003/04	329
2004/05	184
2005/06	278
2006/07	325
2007/08	329
2008/09	458
2009/10	360
2010/11	226
2011/12	245
Promedio	289
σ	99
CV	34
Máximo	556
Mínimo	105

Temperaturas medias mensuales (°C) del aire para las distintas estaciones.

Fecha	E.1	E.2	E.3	E.5	E.6
	T. Med	T. Med	T. Med	T. Med	T. Med
1980/81	18,5				19,9
1981/82	17,9				18,3
1982/83	17,5				19,2
1983/84	18,1				18,9
1984/85	18,4				17,9
1985/86	19,2				18,8
1986/87	17,8				19,6
1987/88	18,4				19,1
1988/89	18,4				19,9
1989/90	19,0				21,0
1990/91	18,2				21,0
1991/92	17,8				20,3
1992/93	18,2				19,8
1993/94	18,9				19,8
1994/95	19,1				19,5
1995/96	19,2				19,5
1996/97	17,9				21,2
1997/98	17,9				21,7
1998/99	17,6			17,2	21,1
1999/00	16,8			16,6	21,4
2000/01	17,4			17,5	21,2
2001/02	16,5			16,3	21,6
2002/03	16,6	16,7		17,1	21,2
2003/04	17,6	16,1		17,8	21,7
2004/05	16,8	16,7	17,4	16,5	20,3
2005/06	16,5	16,7	18,2	16,7	21,5
2006/07	16,5	15,9	18,6	16,5	21,4
2007/08	16,2	16,8	18,5	15,9	21,0
2008/09	18,2	16,4	18,3	17,5	22,0
2009/10	18,4	16,8	16,8	18,6	20,8
2010/11	18,5	17,2	17,6	18,4	20,6
2011/12	17,4	18,6	16,5	16,5	21,1
Media	17,8	16,8	17,7	17,1	21,5
σ	0,9	0,7	0,8	0,8	1,1
CV	4,8	4,4	4,5	4,6	5,3
Máximo	19,2	18,6	18,6	18,6	25,4
Mínimo	16,2	15,9	16,5	15,9	20,3

Información termométrica (°C) de la estación E-1

Fecha	T. Abs.Máx.	T. Abs.Mín.	T. Media	T. Máx med año	T. Mín. med año
1980/81	31,4	1,0	18,5	24,2	12,8
1981/82	33,1	5,3	17,93	24,7	11,1
1982/83	31,1	-1,0	17,5	23,6	11,4
1983/84	31,0	6,6	18,0	23,4	12,6
1984/85	31,0	-4,0	18,4	23,8	12,9
1985/86	31,6	7,3	19,2	24,9	13,4
1986/87	32,8	5,7	17,8	22,1	13,4
1987/88	32,0	6,7	18,3	23,1	13,5
1988/89	31,8	6,0	18,3	23,5	13,2
1989/90	32,9	7,7	19,0	24,1	13,8
1990/91	34,6	2,0	18,1	23,2	13,1
1991/92	34,1	5,3	17,8	23,2	12,4
1992/93	33,2	5,8	18,2	23,1	13,2
1993/94	32,3	0,5	18,8	23,9	13,8
1994/95	34,9	2,0	19,0	24,6	13,4
1995/96	33,6	6,1	19,1	24,9	13,4
1996/97	31,3	1,0	17,8	23,2	12,5
1997/98	32,0	5,6	17,8	23,8	11,8
1998/99	34,4	3,1	17,5	24,3	10,7
1999/00	33,4	-2,0	16,8	24,0	9,5
2000/01	33,2	-2,0	17,3	24,5	10,2
2001/02	33,2	0,0	16,4	22,4	9,0
2002/03	32,1	-3,0	16,5	23,1	10,0
2003/04	35,1	-2,5	17,5	25,3	9,8
2004/05	35,7	-3,0	16,7	24,2	9,2
2005/06	33,1	-3,0	16,4	23,9	9,0
2006/07	34,1	-1,0	16,4	24,0	8,8
2007/08	32,5	-3,0	16,2	24,2	10,6
2008/09	34,58	2,5	18,1	23,9	10,4
2009/10	35,5	7,0	18,4	23,1	9,9
2010/11	33,7	0,0	18,4	23,1	10,2
2011/12	32,5	-2,0	17,3	22,7	10,2
Media	33,1	1,9	17,8	23,8	11,5
σ	1,3	3,8	0,8	0,7	1,7
CV	4,0	201,86	4,8	3,1	14,67
Máximo	35,7	7,77	19,2	25,3	13,89
Mínimo	31,0	-4,00	16,2	22,1	8,80

Valores anuales de la ETP (mm) del periodo 1980/81-2011/12 de la estación E-1.

E-1		
Fecha	Thorntwaite	Hargreaves
1980/81	858	906
1981/82	810	1.001
1982/83	844	984
1983/84	809	985
1984/85	845	962
1985/86	844	937
1986/87	822	893
1987/88	875	921
1988/89	778	952
1989/90	957	1.128
1990/91	793	966
1991/92	885	1.054
1992/93	871	1.013
1993/94	1.003	1.043
1994/95	899	1.059
1995/96	821	968
1996/97	849	1.029
1997/98	790	1.097
1998/99	788	1.079
1999/00	780	1.122
2000/01	739	1.141
2001/02	701	1.119
2002/03	787	1.128
2003/04	719	1.172
2004/05	706	1.154
2005/06	939	1.163
2006/07	703	1.156
2007/08	782	1.026
2008/09	880	1.018
2009/10	862	1.031
2010/11	852	968
2011/12	890	1.083
Media	828	1.039
σ	72	82
CV	9	8
Máximo	1.003	1.172
Mínimo	701	893

Valores mensuales de ETP y ETR (mm) con y sin vegetación.

Fecha	ETP mm	Sin vegetación	Con vegetación
		ETR mm	ETR mm
Octubre	65,4	15,1	16,9
Noviembre	32,9	10,2	12,7
Diciembre	22,8	7,9	10,6
Enero	25,3	9,4	11,0
Febrero	43,8	14,0	14,1
Marzo	68,0	17,7	16,5
Abril	103,6	23,8	21,8
Mayo	140,0	23,4	22,6
Junio	163,4	15,9	16,0
Julio	176,5	8,5	8,7
Agosto	150,2	4,9	6,0
Septiembre	101,2	9,3	9,0
Promedio	91,1	13,4	13,8
σ	56,0	6,1	5,2
CV	63,5	50,7	54,1
Maximo	176,5	23,8	22,6
Mínimo	22,8	4,9	6,0

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Resultados analíticos de las aguas subterráneas

Analíticas históricas anteriores a 1999

	Fecha	CE	T ^a	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Manantial	10/02/1976			7,5	139	41			232	206	227	11,4
Tabarias	14/03/1979	1400		7,3	138	29	113	4	287	170	240	
Tabarias	14/03/1979	1400		7,4	138	29	117	4	244	192	240	
Tabarias	14/03/1979	1450		7,4	142	29	126	4	244	195	240	
Ventos	21/07/1988	1070		7,2	125	30	90	3,3	265	150	160	10
Ventos	21/12/1988	1205		7,4	110	30	95	3,5	280	165	185	10
Ventos	26/06/1989	1180	24	7,2	140	30	90	5	270	180	185	10
Ventos	17/10/1989	1135	23	7,3	135	25	80	4	250	140	170	9
Ventos	16/01/1990	653		7,5	144	24	85	3	226	110	163	17
Ventos	16/11/1990	505		7,0	30	35	25	2	250	30	25	4
Ventos	29/10/1991	646		7,4	40	30	45	0	295	13	45	4
Ventos	08/09/1992	598		7,3	19	35	45	3	260	40	40	1
Ventos	09/07/1993	1384		7,0	110	30	110	4	230	185	220	13
Ventos	07/09/1994	1518		7,9	95	85	185	6	280	300	260	25
Ventos	04/10/1995	1309		7,3	146	37	125	3,9	235	248	230	4,7
Ventos	05/10/1995	1311		7,4	152	38	128	3,9	235	225	261	5,4
Ventos	01/05/1998	1075		7,6	116	29	94	3,3	300	154	176	10,4

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Analíticas del Ventós-Castellar posteriores a 1999

Fecha	Tª (°C)	pH	CE µScm ⁻¹	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)
05/05/1999	23,7	7,26	1.372	145	37,6	129	5,5	266	204	197	8,1
20/05/1999	23,5	7,68	1.462	146	37,7	130	5,3	288	222	211	9,2
04/06/1999	24,0	7,47	1.486	135	34,5	119	4,8	286	222	211	9,3
17/06/1999	24,0	7,28	1.551	137	36,8	126	3,7	281	223	210	11,3
14/07/1999	23,0	7,32	1.527	199	46,5	159	4,3	282	177	161	9,8
29/07/1999	23,8	7,29	1.555	218	51,4	176	4,8	282	194	170	11,2
12/08/1999	24,0	7,22	1.604	201	47,2	162	4,4	284	189	177	11,8
26/08/1999	24,1	7,23	1.551	158	41,5	142	4,2	284	186	183	8,5
08/09/1999	24,0	7,19	1.485	158	41,8	143	4,0	288	184	170	10,6
23/09/1999	24,0	7,26	1.529	177	36,0	124	4,7	312	194	171	11,0
07/10/1999	24,0	7,19	1.430	180	36,9	127	4,8	311	222	212	13,1
21/10/1999	23,6	7,20	1.433	198	47,7	164	5,1	305	225	215	13,0
19/11/1999	23,6	7,28	1.308	144	40,7	140	3,9	310	192	205	13,0
02/12/1999	23,6	7,29	1.404	189	44,8	154	4,7	299	194	208	14,0
16/12/1999	23,6	7,21	1.340	169	41,9	144	4,2	306	206	197	13,2
29/12/1999	23,6	7,26	1.430	185	43,7	152	4,3	288	210	201	12,5
12/01/2000	23,1	7,28	1.394	191	45,4	159	4,5	292	215	205	12,7
26/01/2000	23,5	7,21	1.401	186	44,4	153	4,4	292	213	204	12,6
23/02/2000	23,2	7,25	1.425	195	48,2	150	4,3	289	201	193	12,7
08/03/2000	23,6	7,25	1.425	193	46,7	148	4,1	289	210	201	12,5
22/03/2000	23,7	7,26	1.424	212	45,9	148	4,2	292	207	198	11,9
05/04/2000	23,8	7,24	1.450	197	49,4	162	5,7	296	203	194	11,9
19/04/2000	23,8	7,28	1.489	200	51,0	170	4,8	301	213	204	12,2
17/05/2000	23,8	7,34	1.410	165	38,3	152	4,2	298	222	212	12,7
31/05/2000	24,3	7,23	1.546	168	39,7	157	5,5	301	224	210	12,5
27/07/2000	24,0	7,26	1.439	190	46,3	147	3,9	305	236	213	10,3
23/08/2000	24,0	7,26	1.419	192	46,6	151	4,1	293	231	213	10,1
07/09/2000	23,7	7,32	1.458	168	40,3	132	3,3	296	236	215	10,4
21/09/2000	24,3	7,62	1.447	184	36,9	153	4,0	297	240	218	10,0
19/10/2000	23,4	7,18	1.337	181	36,1	147	4,1	296	236	219	9,6
01/06/2001	23,2	7,36	963	111	23,8	99	3,2	209	126	130	8,7
11/01/2002	23,7	7,24	1.000	124	29,6	102	3,8	211	148	143	9,1
25/01/2002	24,0	7,33	1.093	140	33,9	117	4,0	212	161	158	9,9
08/02/2002	23,8	7,36	1.108	139	34,7	119	4,0	214	168	159	10,0
22/02/2002	24,0	7,26	1.154	150	37,7	129	3,5	214	194	189	10,7
08/03/2002	24,0	7,29	1.250	145	36,0	124	3,3	219	182	178	9,5
22/03/2002	24,0	7,29	1.190	156	39,7	136	4,7	221	200	194	10,9
06/04/2002	24,5	7,35	1.252	144	34,0	117	4,3	219	182	175	14,4
18/04/2002	23,7	7,31	1.252	151	40,1	138	4,4	217	207	199	10,5
03/05/2002	24,1	7,34	1.061	125	28,9	100	3,7	226	141	139	11,7
17/05/2002	24,1	7,44	1.007	123	26,9	93	3,6	223	135	132	9,0
31/05/2002	24,5	7,34	1.190	147	34,6	119	4,2	242	163	151	8,6
14/06/2002	24,3	7,29	1.389	165	32,9	113	5,0	251	198	199	9,2
28/06/2002	24,1	7,21	1.298	158	33,6	116	5,0	240	202	203	7,2
11/07/2002	24,3	7,44	1.230	163	32,9	113	4,5	232	196	199	9,0
25/07/2002	24,1	7,34	1.300	156	36,7	126	4,2	242	211	221	9,8
09/08/2002	24,0	7,29	1.389	151	34,1	117	3,4	251	210	213	8,7
23/08/2002	23,7	7,21	1.298	171	35,0	120	3,2	240	206	211	9,1
05/09/2002	24,0	7,30	1.346	172	35,4	122	3,4	236	207	214	9,1
20/09/2002	23,7	7,30	1.483	154	37,8	138	4,3	253	214	219	9,0
04/10/2002	23,5	7,30	1.460	152	37,2	133	4,2	250	208	212	9,2
17/10/2002	23,8	7,30	1.425	152	37,6	138	4,1	243	211	217	8,9
31/10/2002	23,4	7,21	1.451	151	36,6	131	4,1	251	208	212	9,0

29/11/2002	23,4	7,25	1.439	148	37,6	134	4,2	251	210	213	9,3
13/12/2002	23,4	7,37	1.424	153	36,7	136	4,0	253	210	208	9,2
27/12/2002	23,4	7,32	1.329	138	34,7	119	4,0	246	209	214	9,1
10/01/2003	23,3	7,27	1.382	132	36,9	127	4,5	248	215	218	9,4
24/01/2003	23,1	7,36	1.310	144	38,3	132	4,2	261	210	215	9,2
07/02/2003	23,7	6,98	1.300	138	35,8	123	2,8	258	212	214	8,9
21/02/2003	23,7	6,91	1.315	130	33,8	116	3,9	228	205	203	8,9
07/03/2003	23,7	7,33	1.313	142	37,9	130	4,6	254	207	211	8,8
21/03/2003	23,7	7,22	1.350	140	38,1	131	4,2	245	210	213	8,9
04/04/2003	23,7	7,34	1.440	136	35,8	123	4,3	242	212	213	8,8
18/04/2003	23,7	7,26	1.429	136	38,1	131	3,3	249	213	215	9,0
01/05/2003	23,7	7,34	1.353	132	36,7	126	4,2	235	211	213	9,1
18/05/2003	24,2	7,20	1.354	137	37,0	127	5,4	244	207	208	9,2
30/05/2003	24,3	7,32	1.431	141	37,8	130	5,9	250	207	209	9,2
13/06/2003	24,6	7,28	1.467	146	38,4	132	1,2	255	208	210	9,2
27/06/2003	24,7	7,61	1.550	149	41,5	142	1,2	251	221	228	9,4
11/07/2003	24,7	7,22	1.520	146	38,0	131	4,4	245	221	226	9,7
25/07/2003	23,7	7,18	1.535	114	24,1	125	2,8	243	223	228	10,0
08/08/2003	23,7	7,19	1.560	103	25,3	96	3,0	248	223	230	10,1
22/08/2003	24,2	7,20	1.583	148	37,8	130	3,7	255	223	231	9,4
05/09/2003	24,0	7,15	1.544	136	37,5	129	4,4	255	219	225	8,9
19/09/2003	24,0	7,16	1.548	133	36,1	124	3,1	255	218	226	9,6
03/10/2003	23,9	7,14	1.490	134	35,2	121	3,6	253	220	228	9,4
17/10/2003	23,9	7,19	1.533	120	35,5	122	3,1	252	214	221	9,0
31/10/2003	23,9	7,16	1.373	133	35,2	121	3,0	254	216	223	9,4
14/11/2003	23,9	7,50	1.361	127	35,7	123	3,9	261	181	196	8,8
29/11/2003	23,8	7,48	1.277	120	33,6	115	3,8	266	165	177	8,6
14/12/2003	23,8	7,29	1.206	105	27,0	93	3,2	251	148	159	8,7
29/12/2003	23,8	7,33	1.232	83	26,6	95	3,5	254	144	161	11,5
08/01/2004	23,7		1.232	85	27,2	98	3,3	254	149	166	9,8
06/02/2004	23,3	7,17	1.450	97	33,2	114	3,7	222	202	214	10,2
21/02/2004	23,7		1.431	81	33,8	115	3,7	222	205	218	10,2
05/03/2004	23,8	7,12	1.431	106	34,6	118	3,8	233	208	199	9,5
19/03/2004	23,8	7,23	1.305	84	29,6	105	3,5	241	162	174	9,6
02/04/2004	24,0	7,17	1.293	60	25,2	91	3,2	274	135	151	9,0
16/04/2004	23,7	7,22	1.101	65	20,0	72	2,9	248	100	117	8,6
30/04/2004	23,8	7,41	1.120	69	20,0	72	2,8	253	101	115	7,0
14/05/2004	23,7	7,36	889	60	16,8	56	2,5	248	81	90	7,3
28/05/2004	23,7	7,36	998	69	17,6	56	2,6	253	90	98	7,3
11/06/2004	23,7	7,34	1.122	61	19,3	64	2,7	249	95	93	7,2
25/06/2004	23,9	7,45	1.313	67	22,0	76	3,0	266	127	132	9,2
24/07/2004	23,8	7,38	1.283	74	26,0	90	3,3	269	156	163	9,6
06/08/2004	23,7	7,33	1.492	86	28,6	98	3,4	265	169	166	9,4
20/08/2004	23,7	7,50	1.575	108	32,2	113	3,6	265	194	202	9,2
03/09/2004	23,7	7,33	1.525	86	31,8	109	3,7	265	198	200	9,4
17/09/2004	23,7	7,31	1.387	109	33,6	114	3,9	263	198	197	9,6
01/10/2004	23,8	7,47	1.510	103	31,6	106	3,5	266	192	194	8,3
15/10/2004	23,8	7,30	1.345	93	34,2	112	3,7	234	205	206	10,1
29/10/2004	23,6	7,23	1.290	112	33,0	114	3,7	205	218	223	9,3
10/12/2004	23,7	7,33	1.279	116	34,2	116	3,7	206	212	213	9,5
24/12/2004	23,7		1.297	116	34,6	116	3,7	206	227	230	10,1
25/12/2004	23,7		1.450	106	34,8	116	3,8	222	225	232	9,9
26/12/2004	24,0	7,17	1.450	190	37,5	135	2,6	222	200	203	12,3
04/03/2005	23,7	7,12	1.431	171	32,3	128	2,5	233	247	243	14,3
15/04/2005	23,7	7,17	1.293	174	34,5	126	2,6	274	241	226	13,1
29/04/2005	23,8	7,41	1.120	183	34,2	138	2,3	253	209	208	9,5
27/05/2005	23,8	7,36	998	179	38,7	141	2,7	253	180	198	11,5
24/06/2005	23,7	7,25	1.153	180	37,6	141	2,8	241	216	217	9,7
24/07/2005	23,7	7,38	1.283	175	41,4	140	2,7	269	220	225	13,0
19/08/2005	23,7	7,50	1.575	178	35,8	135	2,6	265	222	224	12,7
16/09/2005	23,7	7,31	1.387	178	35,5	141	2,9	263	212	219	12,5
14/10/2005	24,0	7,30	1.345	177	35,5	138	2,4	234	208	219	14,6

11/11/2005	23,7	7,23	1.290	169	35,8	151	2,6	205	224	229	13,5
09/12/2005	23,8	7,28	1.414	172	35,2	138	2,4	210	186	205	14,2
13/01/2006	23,8	7,25	1.310	138	26,2	109	2,1	284	128	145	11,4
10/02/2006	23,7	7,42	1.298	142	27,0	108	2,0	235	127	142	12,9
10/03/2006	23,7	7,40	1.295	137	26,6	106	2,0	279	164	171	12,8
07/04/2006	23,6	7,44	1.307	131	25,6	105	1,7	276	139	157	12,6
05/05/2006	23,6	7,61	1.188	179	33,3	126	2,5	271	121	140	8,1
30/06/2006	24,3	7,42	1.319	185	31,6	127	2,3	241	101	125	7,3
30/06/2006	24,4	7,46	1.323	175	30,1	115	2,3	255	158	172	9,8
28/07/2006	23,9	7,37	1.368	148	27,2	107	1,8	251	166	186	9,5
26/08/2006	23,7	7,34	1.356	232	31,7	135	2,1	256	166	186	9,5
21/09/2006	23,6	7,28	1.331	185	30,2	118	2,0	257	171	188	9,7
20/10/2006	23,6	7,22	1.287	116	18,0	60	1,1	259	77	86	10,0
15/11/2006	23,7	7,39	1.266	112	17,8	57	1,0	260	81	87	9,9
15/12/2006	23,3	7,53	874	124	22,6	78	1,7	256	106	111	10,2
12/01/2007	23,2	7,50	838	69	23,1	85	2,8	266	124	131	12,0
08/02/2007	23,3	7,54	968	103	28,3	102	3,5	261	149	157	11,8
06/06/2007	23,2	7,45	851	108	27,2	88	3,3	311	178	170	12,8
24/08/2007	23,7	7,53	1.113	74	26,9	72	1,9	318	187	182	12,7
21/09/2007	23,4	7,53	745	98	18,8	87	2,5	322	101	102	13,4
05/10/2007	23,3	7,45	643	79	17,4	51	2,4	310	80	76	11,2
14/11/2007	23,2	7,35	755	99	16,8	53	1,5	319	102	96	11,8
14/12/2007	23,2	7,28	776	93	22,8	70	2,8	320	128	119	11,2
11/01/2008	23,4	7,36	1.065	147	35,3	107	4,4	317	196	182	13,1
22/02/2008	23,1	7,35	1.056	105	29,3	80	2,2	306	166	163	8,8
28/03/2008	23,4	7,37	678	88	19,3	64	2,7	298	75	71	8,1
06/06/2008	23,9	7,49	670	83	18,0	70	2,0	306	73	66	7,3
04/07/2008	23,9		737	86	20,0	65	2,6	306	96	87	8,2
01/08/2008	23,4		886	97	35,8	118	4,2	313	116	108	8,4
29/08/2008	23,9	7,45	970	151	34,3	111	3,8	313	149	142	8,8
24/09/2008	23,4	7,48	971	83	25,0	84	3,0	311	147	141	8,5
23/10/2008	23,3		971	117	35,2	137	4,5	311	132	130	8,7
20/11/2008	23,1	7,31	931	89	27,1	95	3,4	315	139	132	8,5
18/12/2008	23,7	7,16	1.092	132	33,0	114	3,8	275	177	180	9,1
14/01/2009	23,7	7,43	1.200	198	49,0	170	4,5	355	187	186	9,1
10/02/2009	23,7	7,43	1.100	161	44,8	156	4,9	336	140	139	8,4
10/03/2009	24,2	7,43	941	114	34,8	113	4,0	306	111	111	8,1
07/04/2009	23,8	7,35	555	77	24,0	77	2,9	246	131	130	8,5
05/05/2009	24,1	7,44	727	92	28,3	95	3,5	283	141	140	8,9
02/06/2009	23,9	7,43	957	107	39,6	136	4,6	306	158	155	8,0
28/07/2009	24,4	7,46	938	126	30,4	101	3,6	293	166	169	8,3
24/08/2009	24,6	7,41	1.090	102	31,2	98	3,5	291	81	84	8,6
21/09/2009	24,1	7,73	750	78	22,0	69	2,9	230	84	72	11,1
19/10/2009	23,7	7,48	634	81	17,9	46	2,4	224	94	86	11,1
03/11/2009	23,6	7,46	649	98	21,5	57	2,7	220	100	91	10,2
04/11/2009	23,9		960	85	20,1	65	3,1	195	119	104	10,7
29/01/2010	23,3	7,41	884	94	20,8	69	3,4	207	126	109	10,5
12/02/2010	23,1	7,29	904	94	22,1	75	3,2	202	140	118	10,4
31/03/2010	23,6	7,32	945	94	24,2	81	3,4	194	155	130	10,5
28/04/2010	23,4	7,18	989	103	23,8	81	3,5	217	155	131	10,6
27/05/2010	23,8	7,22	840	99	19,2	61	3,0	233	108	95	9,9
01/07/2010	23,8	7,18	898	103	21,3	72	3,3	232	134	114	10,0
24/07/2010	24,1	7,23	1.151	119	29,0	99	3,9	207	210	180	10,4
01/09/2010	23,9	7,17	1.179	118	29,7	103	4,0	199	217	187	10,3
30/09/2010	23,9	7,20	1.160	113	29,6	105	3,9	190	217	186	10,4
30/10/2010	23,6	7,21	1.180	116	30,2	107	4,1	195	224	192	10,4
24/11/2010	23,4	7,12	1.200	115	30,6	108	4,0	189	230	195	10,3
21/12/2010	23,4	7,20	1.230	122	30,7	108	4,0	230	230	195	10,4
01/02/2011	23,8	7,03	1.235	117	31,3	110	4,1	188	238	202	10,2
01/03/2011	23,9	7,42	927	90	21,7	72	3,2	194	135	120	9,9
30/03/2011	23,9	7,26	998	100	24,8	85	3,6	198	167	142	9,7
05/05/2011	23,9	7,27	1.162	109	29,3	103	3,9	186	216	182	10,0

25/06/2011	24,1	7,18	1.118	110	30,4	108	4,2	185	227	190	10,0
28/07/2011	24,1	7,08	1.145	119	31,9	113	4,1	194	245	205	10,0
24/08/2011	23,8	7,18	1.228	118	32,1	115	4,3	191	247	208	10,0
21/09/2011	23,7	7,70	1.218	128	31,6	110	3,9	250	211	184	10,2

Medio	23,76	7,31	1.239	133	31,35	111	3,42	257	177	175	9,97
σ	0,32	0,13	240	38	7,76	28	0,93	36	45	43	1,64
Máximo	24,70	7,73	1.604	232	51,43	176	5,90	355	247	243	14,63
Mínimo	23,00	6,91	555	60	16,76	46	0,96	185	73	66	6,97
CV	1,4	1,8	19,3	28	24,7	25	27,3	14	25	25	16,4



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante